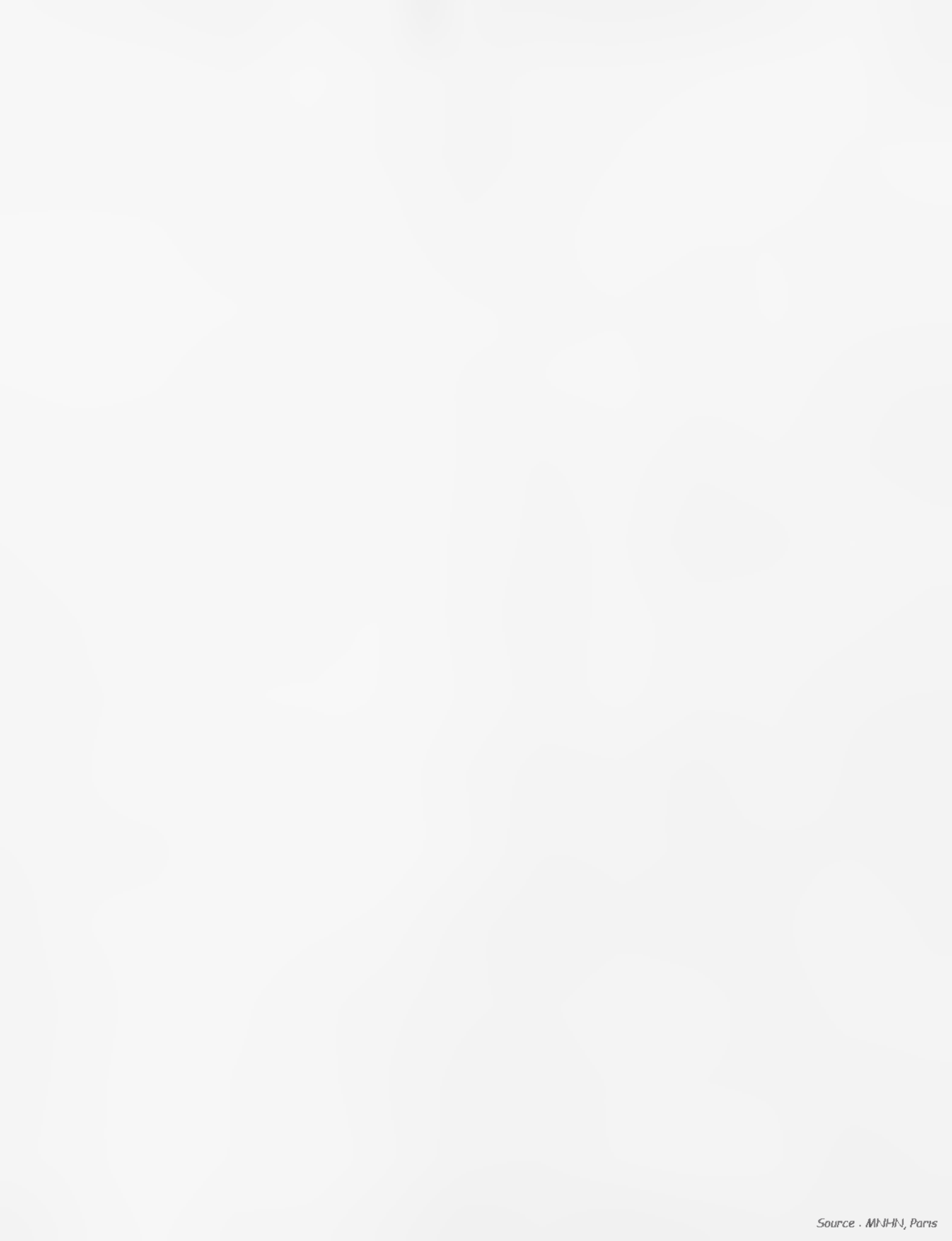
P. 960 C.

Source : MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris



Source . MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris

1) MÉMOIRES

DU

MUSÉUM NATIONAL

D'HISTOIRE NATURELLE

2) C -

3) Science de la Terre

4) 21

5) 1969-71

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

Série C, Sciences de la Terre

TOME XXI

PARIS
ÉDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (Ve)

1971

Source : MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris

TABLE DES MATIÈRES

Pages

Fascicule 1

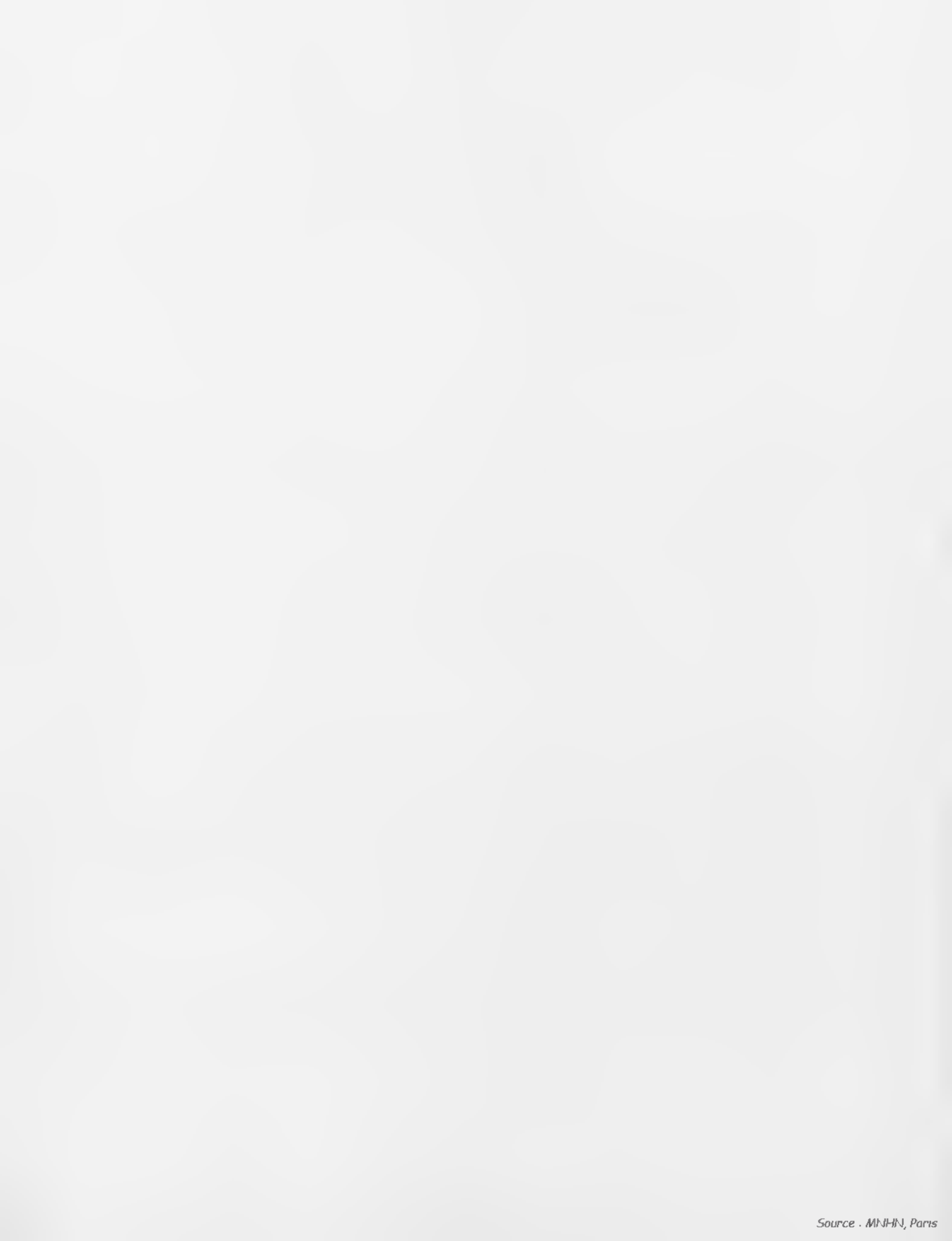
F. Conquéré. — Le massif granitique de Huelgoat (Nord-Finistère)..... 1– 42

Fascicule 2

M.-F. Bonifay. — Carnivores quaternaires du Sud-Est de la France..... 43–377

Source : MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris



Source . MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris

R 260 3
1 ex

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL
D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Sciences de la terre
TOME XXI
FASCICULE 1

Fernand CONQUÉRÉ

LE MASSIF GRANITIQUE DE HUELGOAT (Nord-Finistère)

PARIS
ÉDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (V^e^)

1969

Source : MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL
D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Sciences de la terre
TOME XXI
FASCICULE 1

Fernand CONQUÉRÉ

LE MASSIF GRANITIQUE DE HUELGOAT (Nord-Finistère)

PARIS
ÉDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (V^e^)

1969

Source . MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris

MÉMOIRES DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE
Série C, Tome XXI, Fasc. 1

LE MASSIF GRANITIQUE DE HUELGOAT
(Nord-Finistère)

par

Fernand CONQUÉRÉ

SOMMAIRE

INTRODUCTION 4

I. LES GRANITES

A. Caractères généraux 5
B. Etude au microscope 9
C. Composition chimique 14
D. Cordiérite et andalousite; leurs relations; leur signification pétrogénétique 16

II. LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT

Introduction 23
A. Les enclaves sédimentaires 24
B. L'auréole métamorphique 25
C. Composition chimique 28

CONCLUSIONS 35

BIBLIOGRAPHIE 37

Source : MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris

RÉSUMÉ

Le massif granitique de Huelgoat, intrusif dans la série dévonienne du bord nord du synclinal de Châteaulin, est un massif composite constitué pour l'essentiel par deux types hétéromorphes de granite, issus du même magna et dont la mise en place est probablement contemporaine : un granite à gros grain, riche en biotite et un granite porphyroïde à cordiérite.

Le granite à biotite a cristallisé lentement, en profondeur, dana des conditions de haute pression. Dans ces conditions, localement combinées à l'action d'intenses contraintes tectoniques contemporaines de la mise en place, il se différencie en un granite à deux micas puis en un granite à muscovite.

Le granite porphyroïde à cordiérite, ainsi que la vaste enclave de granites à grain fin qui occupe son centre, auraient été injectés sous une couverture sédimentaire de faible épaisseur. Dans ces roches, le stade de cristallisation principal accompagnant la mise en place se serait effectué dans des conditions de basse pression et de haute température.

Les différences de texture, de structure, de composition minéralogique et tout particulièrement la présence de cordiérite riche en fer dans le second type, seraient uniquement la conséquence des conditions de cristallisation particulières à chacun des deux granites.

Source : MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris

INTRODUCTION

Le granite de Huelgoat forme un massif grossièrement elliptique dont le grand axe, orienté est-ouest, mesure 15 km, le petit axe 10 km; il occupe l'emplacement d'un anticlinal édifié au cours de la phase bretonne de l'orogenèse hercynienne entre Huelgoat et Brasparts. Il est en contact discordant avec la série sédimentaire dévonienne dans laquelle il a déterminé une auréole métamorphique d'amplitude très variable. Les sédiments dinantiens n'étant jamais métamorphisés l'âge de mise en place du granite n'a pu être déterminé que par des mesures d'âge absolu [1] (DEUTSCH et CHAURIS, 1960) qui ont donné 310 millions d'années soit un âge carbonifère moyen.

La mise en place du massif granitique de Huelgoat marque l'aboutissement d'une intense activité éruptive de caractère acide qui se traduit au sommet du Dévonien par la mise en place d'une série rhyodacitique et au cours du dinantien par le dépôt de bancs de cinérite (CONQUÉRÉ, 1966).

Sur le plan régional, le massif de Huelgoat est à rattacher à la vaste bande granitique de Plouaret-Plouénour (feuille de Morlaix au 1/80.000e, 1961) dont il n'est séparé que par l'étroit fossé d'effondrement que constituent les Monts d'Arrée (LE VOT, 1966). A plus grande échelle, CHAURIS (1967) a montré, à l'aide des cartes gravimétriques qui soulignent les prolongements en profondeur des massifs granitiques bretons, que le massif de Huelgoat appartient à un vaste ensemble granitique qui s'étend de Commana à Dinan et qui comprend : les granites de Commana-Plouaret et de Ploulech; les granites de Huelgoat, Quintin et Moncontour, le granite de Dinan. L'axe de cet ensemble, dont la forme générale est celle d'un S allongé est-ouest passe par Commana, Le Cloître, Quintin, Moncontour et l'ouest de Dinan. Sur sa bordure méridionale il émettrait les apophyses de Huelgoat et de Saint-Nicodème que L. CHAURIS (1965) interprète comme de grosses loupes granitiques enracinées uniquement dans leur partie septentrionale. Cette hypothèse serait, toujours selon le même auteur, appuyée par le tracé des isonomales.

La première partie de ce mémoire sera consacrée à l'étude pétrographique des divers types de granites qui constituent le massif de Huelgoat; dans la seconde partie j'aborderai l'étude de l'auréole de métamorphisme déterminée par le granite dans les sédiments dévoniens encaissants.

---

1. Méthode argon/potassium et strontium/rubidium.

Source : MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris

I. LES GRANITES

A. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Dans l'étude qu'il fit dès 1886, BARROIS distinguait dans le massif de Huelgoat, sans toutefois en indiquer la répartition, deux granites distincts du granite porphyroïde à cordiérite auquel ce massif doit sa célébrité : un « granite noir, à grain fin, surmicacé » et une « granulite » (« granulite de Berrien »).

Le massif de Huelgoat (fig. 1 et 2) est en fait constitué pour l'essentiel de trois types de granite répartis en auréoles grossièrement concentriques et différant les uns des autres par leurs caractères texturaux, structuraux et minéralogiques.

1. Les granites à grain fin.

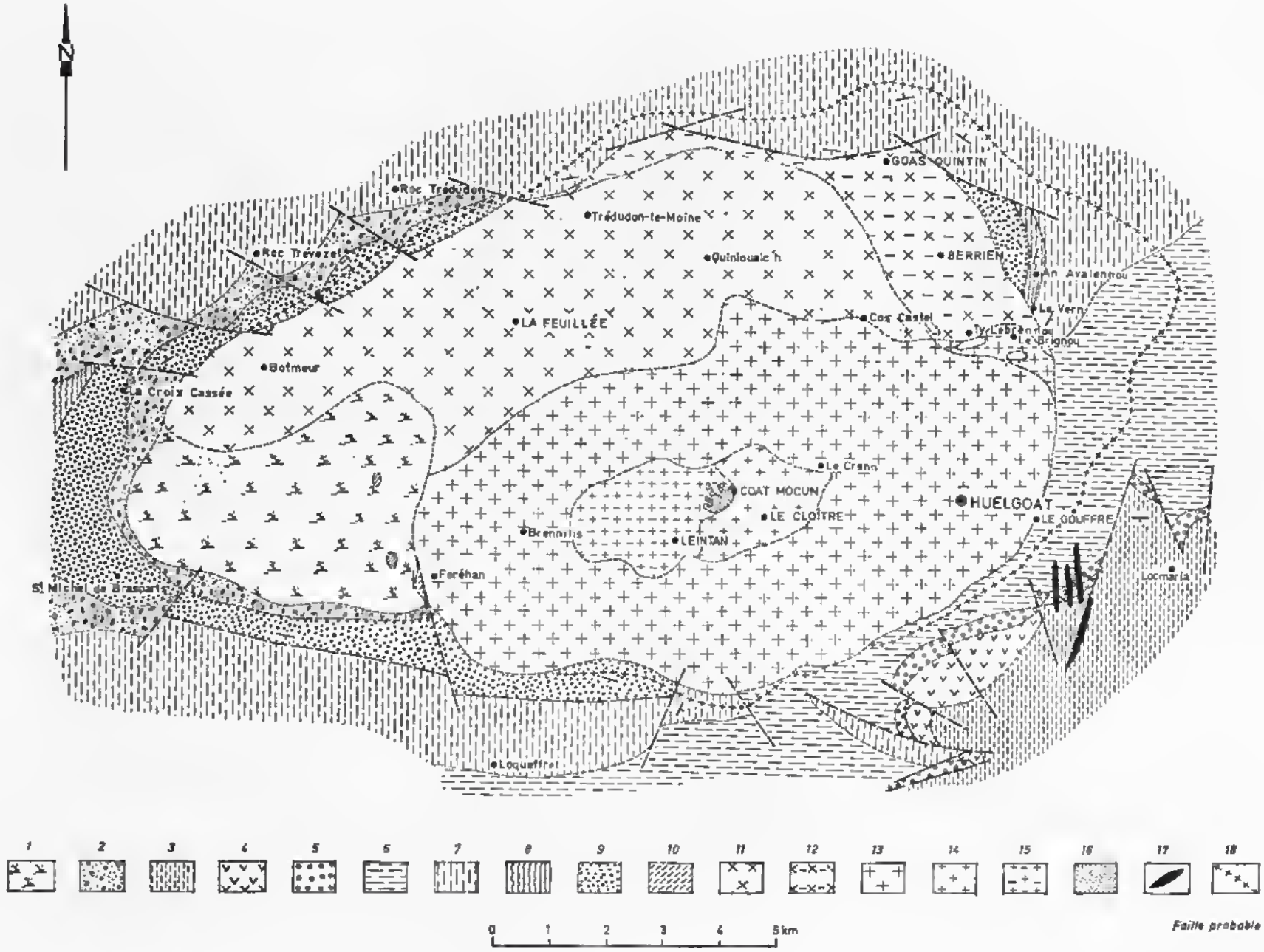
Ils occupent le centre du massif. Ce sont des roches massives, dépourvues de toute trace d'orientation, se débitant en boules. La moitié de la masse qu'ils constituent est occupée par un granite riche en biotite : le *granite du Cloître*, l'autre moitié par un granite à deux micas : le *granite de Leintan*. Ces deux granites ont le même grain, la même texture et sont tous deux caractérisés par la présence de quelques porphyroblastes de feldspath potassique et de rares et gros cristaux de cordiérite disséminés dans la masse de la roche. Dans le granite à deux micas la cordiérite est entièrement transformée alors qu'elle est assez bien conservée dans le granite à biotite. Le passage entre le granite du Cloître et le granite de Leintrain est très rapide (quelques mètres). Au nord, les deux roches sont séparées par une petite masse de granite isogranulaire, à grain fin, à muscovite : *le granite aplitique de Coat-Mocun*.

Les granites à grain fin sont entourés d'une vaste couronne constituée par le granite porphyroïde à cordiérite. Le contact entre ce dernier et le granite du Cloître est partout brutal sauf très localement au nord (Le Crann en Huelgoat) où sur quelques mètres la pâte à grain fin du granite à biotite se charge d'un très grand nombre de porphyroblastes et d'abondants cristaux automorphes de cordiérite transformés. Le granite de Leintan passe progressivement à l'ouest, aux environs de Kermorvan en Brennilis, au granite porphyroïde : la taille des cristaux augmente en même temps que se développent dans la masse de la roche les porphyroblastes de feldspath potassique et les cristaux de cordiérite.

2. Le granite porphyroïde à cordiérite.

Il affleure dans de vastes carrières creusées pour la plupart à proximité du bourg de Huelgoat (carrières de Kerbizien). C'est une roche bleutée, se débitant en boules parfois énormes (chaos de Huelgoat), dont la pâte à gros grain, essentiellement constituée de quartz, plagioclase et biotite, contient de nombreux porphyroblastes de feldspath potassique et de gros cristaux de cordiérite semblables à ceux qui apparaissent en petit nombre dans les granites à grain fin. Lorsque ces minéraux sont régulièrement répartis dans le granite, celui-ci possède à l'affleurement un faciès homogène (« granite homogène »); dans de nombreux cas cependant, les porphyroblastes et les cristaux de cordiérite prennent, dans la masse même du granite homogène, un important développement tant en ce qui concerne leur taille que leur nombre. Ce développement local donne naissance à des traînées, des passées ou des bouffées à contours nébulitiques, de *pegmatitoïdes* essentiellement constituées de feldspath potassique (jusqu'à 5 cm), de cordiérite (2 à 3 cm) et de grandes plages de quartz; des cristaux de muscovite et de tourmaline, localement abondants, occupent les interstices. Les passées pegmatitoïdes sont fréquemment bordées de différenciations très riches en biotite, à grain relativement fin, entièrement dépourvues de porphyroblastes et

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

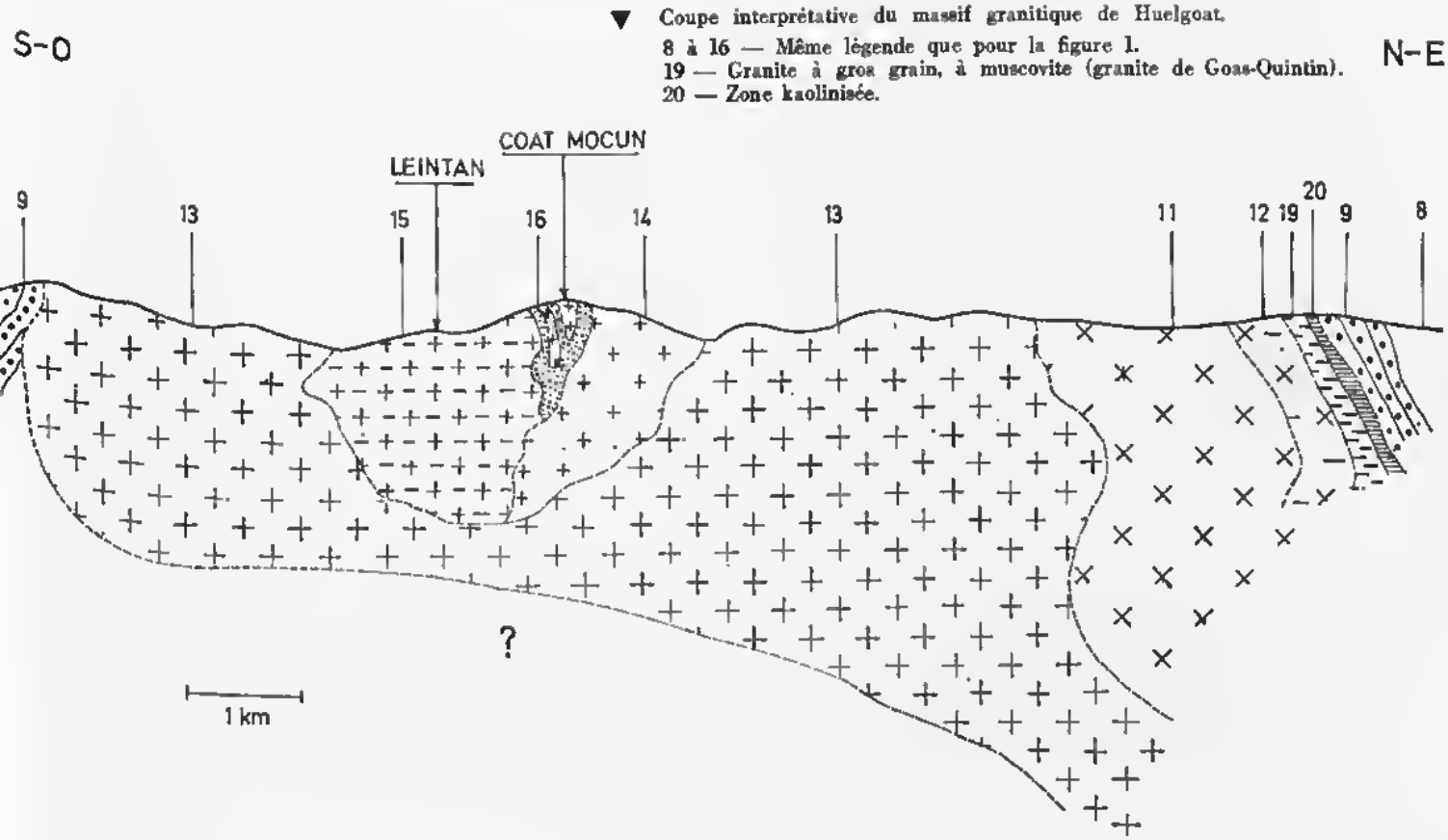
◀ FIGURE 1.

1 — Marais de Saint-Michel.
2 — Formations récentes.
3 — Dinantien.
4 — Série spilitique de la base du Dinantien.
5 — Conglomérat de base du Dinantien.
6 — Coblencien.
7 — Gédinnien.
8 — Llandeilo.
9 — Arenig (grès de Saint-Michel de Brasparts).
10 — Briovérien.
11 — Granite à gros grain, à biotite (granite de La Feuillée).
12 — Granite à gros grain, à deux micas (granite de Berrien).
13 — Granite porphyroïde à cordiérite (granite de Huelgoat).
14 — Granite à grain fin, à biotite et cordiérite (granite du Cloître).
15 — Granite à grain fin, à deux micas et cordiérite transformée (granite de Leintan).
16 — Granite aplitique à muscovite (granite de Coat-Mocun).
17 — Filons minéralisés (B.P.G.) à gangue quartzeuse.
18 — Limite externe de l'auréole de métamorphisme.

Nota : La carte a été établie à partir des travaux effectués par CONQUÉRÉ (1966), sauf pour ce qui concerne la partie sédimentaire située au nord-est et à l'est du massif granitique dont les levers sont dus à LE VOT (1966) et BEAUDOU (1966).

FIGURE 2.

▼ Coupe interprétative du massif granitique de Huelgoat.
8 à 16 — Même légende que pour la figure 1.
19 — Granite à gros grain, à muscovite (granite de Goas-Quintin).
20 — Zone kaolinisée.



Source : MNHN, Paris

de cristaux de cordiérite. Les différenciations pegmatitoïdes et surmicacées qui passent progressivement, sur de courtes distances, de l'une à l'autre et au granite encaissant, ont manifestement cristallisé en même temps que la masse du granite.

Les dernières caractéristiques du granite de Huelgoat sont la rareté des enclaves et l'absence de toute trace de tensions contemporaines de la cristallisation ou postérieures à celle-ci. Bien que parfois les porphyroblastes s'alignent parallèlement les uns aux autres, donnant localement à la roche une texture fluidale, il ne paraît pas exister d'orientation générale de ces minéraux à l'échelle du massif.

Le granite porphyroïde est traversé de rares filons d'aplites à tourmaline dont la puissance varie de quelques centimètres à trois ou quatre mètres au maximum. En un endroit seulement, j'ai pu observer, sur quelques mètres, une bouffée de pegmatite graphique à muscovite.

Enfin, à proximité immédiate du contact entre granite et schistes dévoniens, le granite porphyroïde à cordiérite passe progressivement, dans les trois cas où le contact est visible, à un granite aplitique de couleur blanche où on distingue de nombreux cristaux de muscovite et quelques grandes plages de feldspath à limites indécises. La puissance de cette roche varie de quelques dizaines de centimètres (Coatarnalac'h) à quelques mètres (contact du Gouffre). La ligne exacte du contact entre le granite aplitique et les schistes transformés en cornéennes à andalousite et biotite est soulignée par une mince zone constituée d'une roche hybride extrêmement riche en mica blanc et contenant des îlots résiduels de cornéenne.

3. Les granites à gros grain.

La partie nord du massif de Huelgoat est constituée de granites à gros grain : un granite riche en biotite, le *granite de la Feuillée*, qui passe progressivement au nord à un granite à deux micas, le *granite de Berrien*, et, au contact immédiat de la série sédimentaire, à un granite à muscovite : le *granite de Goas-Quintin*.

Le granite de la Feuillée, dépourvu de cordiérite, est constitué d'un agrégat de gros cristaux de quartz, biotite et feldspath. Il se débite le plus souvent en gros bancs ou en plaques et montre fréquemment une texture orientée plus ou moins nette due à l'alignement des phyllites et à l'étirement plus ou moins prononcé qui affecte les plages de quartz. La structure est grenue, parfois cloisonnée, localement porphyroïde.

Les granites de Berrien et de Goas-Quintin possèdent un grain, une texture et une structure semblables à ceux du granite de la Feuillée mais certains des caractères de celui-ci y sont plus prononcés. En particulier, la texture orientée est parfois si nette qu'on peut mesurer la direction de l'étirement qui affecte la roche : généralement est-ouest, perpendiculaire aux nombreuses fractures qu'on peut observer dans ces granites. Dans les zones les plus étirées des porphyroblastes parfois très gros (5 à 6 cm) se développent à la façon des « yeux » feldspathiques dans les gneiss. Localement, au nord de Trédudon-le-Moine, des tensions particulièrement fortes ont donné naissance à un orthogneiss qui, étiré et laminé dans la direction WSW-ENE, souligne, au contact d'une faille de même direction, la limite entre le granite et les schistes.

Les joints des granites de Berrien et de Goas-Quintin, ainsi que les fractures dont ces roches ont été affectées, sont tapissés de pegmatite ou d'aplite à tourmaline d'autant plus abondantes que les contraintes ont été plus fortes. C'est ainsi que des pegmatites à flammes de muscovite constituent dans la région de Trédudon-le-Moine d'importants amas, déjà signalés par BARROIS, injectés dans l'orthogneiss. En outre certains des minéraux des pegmatites forment dans la masse même des granites à deux micas et à muscovite de petits nids ou cavités miarolitiques : petits nodules de tourmaline dans le granite de Berrien, grandes plages de muscovite aplaties suivant (001), dans le granite de Goas-Quintin. Enfin, on remarquera que sur le bord nord-est du massif, zone de développement maximum des granites à deux micas, la roche éruptive paraît également avoir été soumise à d'importantes contraintes marquées par de nombreuses failles : on a là en effet une zone allongée NNE-SSW, située juste au contact des schistes dans laquelle le granite à muscovite est transformé, jusqu'à une grande profondeur, en un kaolin activement exploité actuellement.

Source : MNHN, Paris

Je n'ai jamais pu observer de termes de passage entre le granite à biotite et le granite à cordiérite même lorsque l'on approche au plus près de la limite des deux roches (à proximité du hameau de Cos-Castel). En revanche, BARROIS a signalé sur la tranchée de la route, face au hameau de Ty-Le-Brennou, le passage du granite à deux micas (« granulite » de Berrien) au granite à cordiérite. J'ai pu faire la même observation : la roche intermédiaire contient quelques cristaux de cordiérite entièrement pseudomorphosés, de la muscovite et de la tourmaline. J'ai rencontré une roche comparable un peu plus au nord, dans la zone de contact entre le granite à muscovite de Goas-Quintin avec le granite de Huelgoat : là encore la cordiérite est en gros primes peu abondants, entièrement pseudomorphosés, disséminés dans une roche qui possède les caractères structuraux et minéralogiques du granite de Goas-Quintin. Enfin, dans l'une des trois carrières ouvertes à 500 m à l'ouest de Berrien, dans le granite à deux micas, j'ai pu observer une passée verticale à limites sinueuses, de quelques dizaines de cm de largeur, constituée d'un granite qui rappelle le granite de Leintan : à grain relativement fin, à deux micas, contenant des cristaux de cordiérite entièrement transformés ainsi que quelques porphyroblastes de feldspath potassique de taille moyenne (1 cm).

La présence d'enclaves feldspathiques, surmicacées, à grain très fin, constitue la dernière caractéristique des granites à gros grain. Ces enclaves sont beaucoup plus abondantes que dans les deux autres types de granite. Leur taille varie généralement de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres; elle atteint exceptionnellement plusieurs dizaines de mètres dans l'enclave visible à proximité du village de la Feuillée. Parfois anguleuses, elles sont le plus souvent arrondies, noduleuses, et possèdent avec le granite encaissant des limites tranchées. La texture, massive dans la grande enclave de la Feuillée, est le plus fréquemment orientée, parfois même gneissique. Dans la pâte apparaissent fréquemment des cristaux de feldspath, de biotite et de quartz analogues par leur taille à ceux qui composent le granite encaissant : l'enclave acquiert alors une structure microgrenue tandis que disparaît peu à peu l'orientation des minéraux de la pâte. Dans certains cas, la matière de l'enclave se mêle intimement à la matière granitique (enclave « désintégrée ») pour donner naissance à une roche hybride dans laquelle les minéraux du granite ont une taille légèrement inférieure à la normale alors que les minéraux de l'enclave conservent une orientation assez nette.

B. ÉTUDE AU MICROSCOPE

1. Les granites à grain fin.

Le *granite du Cloître* et le *granite de Leintan* ont tous deux une structure monzonitique : un microcline microperthitique forme de grandes plages xénomorphes localement si abondantes qu'elles constituent le fond de la roche et incluent la totalité des autres minéraux : plagioclase, biotite et quartz, qui composent le granite (Pl. I.1). Dans ce cas le volume occupé par le feldspath potassique reste cependant inférieur au volume total des inclusions qu'il contient.

Quoiqu'il ne semble pas exister de véritable discontinuité dans la cristallisation du granite, on peut cependant distinguer nettement, dans la plupart des cas, entre une paragenèse de cristallisation précoce, tout entière contenue dans le feldspath potassique, et les minéraux qui, situés en dehors du microcline, ont continué d'évoluer tout au long de la cristallisation de la masse granitique.

La paragenèse de cristallisation précoce est essentiellement représentée par de petits cristaux automorphes de plagioclase et de biotite brune (0,4 mm en moyenne). La plagioclase (An_{20-30}) est maclé suivant la loi de l'albite ou de Carlsbad; une mince couronne d'albite se développe à son contact avec le microline. La biotite est fortement pléochroïque (Ng : rouge brun; Np : jaune pâle) et riche en inclusions de zircon ou de monazite.

Le quartz, peu abondant, n'apparaît que sous la forme de petits cristaux automorphes (jusqu'à 1 mm) dont la morphologie évoque celle des phénocristaux appartenant aux roches volcaniques. La même observation peut être faite des rares inclusions de cordiérite automorphe (0,5 à 1 mm), entièrement transformée en phyllite et pinite, qui rappellent les phénocristaux de ce minéral décrits par LACROIX (1913) dans les dacites de la Montagne Pelée. Il faut noter que les minéraux qui composent cette paragenèse de cristallisation précoce sont de même nature et en égale abondance (environ 20 % du volume de la roche) dans le granite à biotite et dans le granite à deux micas.

Source : MNHN, Paris

Les minéraux qui cristallisent *en dehors du feldspath potassique* sont également constitués pour l'essentiel par un plagioclase, de la biotite et du quartz. Dans le granite à deux micas comme dans le granite à biotite le quartz constitue de grandes plages de cristaux xénomorphes engrenés, incluant parfois des plagioclases ou des biotites de la paragenèse précoce. En revanche la biotite qui dans le granite du Cloître possède des caractères optiques identiques à ceux des biotites de la paragenèse précoce, est, dans le granite de Leintan, toujours chloritisée, cette transformation s'accompagnant d'abondantes exsolutions de rutile.

Les plagioclases forment des cristaux automorphes (1 mm en moyenne), maclés suivant la loi de l'albite et zonés : l'extinction est progressive d'un cœur d'oligoclase jusqu'à une bordure $An_{5\text{-}10}$. Dans le granite à deux micas ces plagioclases sont toujours partiellement, et souvent totalement, envahis par des plages diffuses d'un feldspath plus acide. Des cristaux xénomorphes, limpides, à larges éléments de macle, d'oligoclase acide, apparaissent en outre dans les interstices de cette roche.

La muscovite, rare dans le granite du Cloître, forme dans le granite de Leintan de fréquents cristaux xénomorphes se prolongeant en guirlandes ou en veinules qui recoupent tous les autres minéraux. Elle est souvent accompagnée, sous le même faciès, par de la tourmaline. Il faut enfin signaler la présence dans le granite à deux micas de très rares cristaux automorphes d'andalousite fortement pléochroïque du rose vif à l'incolore.

En résumé, l'évolution minéralogique qui du granite à biotite conduit au granite à deux micas se traduit essentiellement par la cristallisation tardive de plagioclase acide et de minéraux appartenant à la lignée pneumatolytique. Cette évolution paraît aboutir ici à la cristallisation du granite aplitique de Coat-Mocun dans lequel les minéraux caractéristiques des stades précoces de la cristallisation sont absents.

Le granite aplitique de Coat-Mocun est en effet constitué de cristaux automorphes, non zonés, d'oligoclase acide, d'abondants grains de quartz arrondis, de plages ou de grains de microcline interstitiel presque totalement dépourvu d'inclusions. Dans les interstices cristallisent en outre de nombreux grains xénomorphes d'albite finement maclée qui corrode les plagioclases automorphes. La biotite forme de rares cristaux toujours chloritisés. La muscovite et la tourmaline sont toujours présentes et possèdent les mêmes caractères que dans le granite à deux micas.

La cordiérite et l'andalousite sont absentes. Ces deux minéraux apparaissent cependant au contact du granite à deux micas et du granite aplitique dans des roches « hybrides » qui possèdent des caractères structuraux et minéralogiques intermédiaires.

La cordiérite y forme des cristaux entièrement transformés et l'andalousite, qui peut y être relativement abondante, se présente en petits grains arrondis ou automorphes, souvent bordés d'un mince liséré de mica blanc. L'andalousite est tantôt incolore, tantôt colorée de taches roses et pléochroïques; elle est le plus souvent incluse sur le bord des cristaux de plagioclase ou de feldspath potassique et à l'intérieur de certaines plages de muscovite dans lesquelles elle peut former des grains d'orientation semblable ou différente. On l'observe plus rarement dans la tourmaline ou le quartz. Enfin, l'andalousite peut être associée à de petits cristaux d'albite, de quartz, de muscovite et de tourmaline formant une pâte très finement grenue qui emplit localement les interstices de la roche.

En conclusion, le cœur du massif granitique de Huelgoat est occupé par une masse différenciée de granites à grain fin. La différenciation se traduit ici essentiellement par une albitisation et une muscovitisation du granite à biotite. Le terme de cette évolution est marqué par la cristallisation directe d'un granite aplitique à muscovite, riche en quartz.

2. Le granite porphyroïde à cordiérite (granite de Huelgoat).

On observe dans le granite de Huelgoat (Pl. I.2) la même paragenèse de cristallisation précoce que dans les granites à grain fin, ici encore contenue dans le feldspath potassique et dans certains grands cristaux de plagioclase. Les inclusions de biotite brune et de plagioclase automorphe zoné sont cependant nettement moins nombreux (6 % du volume de la roche) et de plus grande taille. En outre, les cristaux automorphes de quartz et de cordiérite transformée n'apparaissent plus.

Le feldspath potassique est un microcline microperthitique qui forme de grandes plages xénomorphes, souvent maclées suivant la loi de Carlsbad, passant progressivement aux porphyroblastes dans

Source : MNHN, Paris

lesquels les inclusions sont nettement moins abondantes. La recristallisation de certains minéraux du granite à l'intérieur des passées pegmatitoïdes est particulièrement marquée par l'apparition de porphyroblastes « emboîtés » : de grands individus de feldspath potassique, présentant la macle de Carlsbad, incluent des porphyroblastes possédant la même taille que dans le granite homogène (Pl. II.1).

Dans la pâte l'oligoclase forme des cristaux automorphes, zonés (2 mm en moyenne), parfois partiellement albitisés. Ils sont très finement zonés dans les différenciations surmicacées où ils ne sont accompagnés que par la biotite et le quartz (Pl. II.2).

Le quartz est toujours en grandes plages de cristaux engrenés, à extinction légèrement onduleuse. La biotite brune, fortement pléochroïque, est, dans le faciès surmicacé, particulièrement riche en inclusions de zircon et de monazite.

La cordiérite forme des prismes gauchis ou arrondis, présentant de nombreuses macles en secteurs, particulièrement la « macle en roue »; les cristaux sont hachés de fractures parallèles au plan (001) occupées par une biotite vert pâle, presque incolore (détermination aux rayons X), formant le plus fréquemment dans ces planchers un cristal unique. Vers l'extérieur ce minéral passe à une biotite brune par l'intermédiaire d'un mica brun-vert, puis brun pâle dont les diagrammes de diffraction ont indiqué qu'il s'agissait également de biotite [1]. Généralement bien conservée en son centre, la cordiérite est toujours remplacée sur ses bords suivant une zone plus ou moins importante dans laquelle on distingue de l'intérieur vers l'extérieur :

— une substance jaunâtre ou verdâtre, parfois isotrope mais le plus souvent faiblement biréfringente, occupant les fissures, à laquelle j'ai réservé le nom de pinite [2]; des diagrammes de rayons X révèlent dans cette substance la présence d'une chlorite et d'une phase à 7 Å [2] (Conquéré, 1963);

— des biotites identiques à celles qui emplissent les planchers;

— des cristaux de muscovite.

Les valeurs de l'angle des axes dans les cordiérites du granite homogène et dans les cordiérites des différenciations pegmatitoïdes présentent d'intéressantes variations :

— l'angle des axes varie de 32 à 53° d'un cristal à l'autre ainsi qu'à l'intérieur d'un même cristal dans le granite homogène. Dans les grains qui présentent la macle « en roue » l'angle des axes varie d'un secteur à l'autre (Pl. III). Par ailleurs il faut remarquer que l'angle mesuré est remarquablement petit comparé au 2 V habituel de la cordiérite.

— Dans les différenciations pegmatitoïdes, au contraire, les mesures effectuées indiquent que la valeur de l'angle des axes varie très peu autour de la valeur moyenne $2V^{-} = 55°$ ($2V^{-} = 54°$ à 57°) d'un cristal à l'autre comme d'un secteur à l'autre d'un cristal maclé.

La *muscovite*, peu abondante, paraît appartenir à deux générations distinctes. Elle peut en effet former de petites lattes automorphes complètement incluses dans certains cristaux de biotite ou constituer des guirlandes recoupant tous les autres minéraux de la roche. Elle forme dans le faciès pegmatitoïde des plages parfois très grandes dans lesquelles elle est associée à un mica brun pâle dépourvu de toute inclusion auquel elle passe parfois par l'intermédiaire d'un mica verdâtre. Ces associations, identiques à celles qui constituent l'essentiel des produits de transformation de la cordiérite, peuvent également former des touffes de fibres alternantes.

La tourmaline orange, peu abondante dans le granite, peut prendre un développement important dans le faciès pegmatoïde; dans les zones de concentration de ce minéral on remarque que la cordiérite est totalement transformée.

L'étude au microscope permet de préciser les conclusions tirées des observations de terrain : les différenciations pegmatitoïdes et surmicacées cristallisent en même temps que la masse du granite. Ces différenciations semblent provenir d'une simple recristallisation des minéraux du granite sous l'influence d'une concentration locale des éléments volatils. Autrement dit, il n'y a pas dans le granite de Huelgoat

---

1. Lameyre (1966) a décrit dans les micas du granite de la Pierre-Qui-Vire le passage progressif entre une biotite et une biotite décolorée : les teneur en Fe, Al et Mn restent les mêmes, les variations de K, Mg et Ti n'ayant pas été mesurées.

2. Schreyer et Yoder (1961) ont montré que la pinite isotrope consiste à une intercroissance extrêmement fine de muscovite 1M et d'une phase à 7 Å, la partie la plus grossière et qui possède une certaine biréfringence contenant des chlorites et une muscovite 2M1; dans certains cas cette substance s'est montrée formée de montmorillonite.

Source : MNHN, Paris

séparation dans le temps et dans l'espace des divers stades de cristallisation (orthomagmatique à pneumatolytique). A l'échelle du massif ce caractère se traduit par le fait que le granite constitue une masse indifférenciée. Les rares filons d'aplite qui apparaissent dans la masse de la roche sont les seules manifestations de la cristallisation tardive d'un liquide résiduel subsistant après la phase de cristallisation principale.

Les aplites sont formées dans leur masse d'un agrégat isogranulaire de quartz et de plagioclase (An_{5-10}), semé de cristaux automorphes de tourmaline. Dans les interstices cristallisent un microcline non perthitique, une albite et une muscovite limpides et xénomorphes. L'apatite forme de rares et gros cristaux auxquels de très fines inclusions donnent une teinte brunâtre.

Dans les échantillons prélevés à quelques centimètres du contact avec le granite de Huelgoat, le grain de l'aplite devient plus fin en même temps qu'apparaissent des cristaux de quartz, de plagioclase, de cordiérite et de feldspath potassique identiques par un grand nombre de leurs caractères à ceux du granite encaissant. Dans ce faciès hybride la cordiérite est toujours entièrement transformée en pinite et phyllites (chlorites et biotites). La phase aplitique finement grenue ne constitue plus que des plages interstitielles plus ou moins étendues entre les minéraux du granite. Sa composition minéralogique est modifiée : le quartz et le feldspath potassique sont plus abondants, la tourmaline absente et de petits grains d'andalousite, relativement abondants, cristallisent dans les parties les plus finement grenues (pl. IV.1). Les cristaux d'andalousite paraissent dans certains cas plus nombreux à proximité immédiate des cristaux de cordiérite transformés. Leurs caractères optiques sont semblables à ceux des andalousites que nous avons décrites dans les granites à grain fin.

Dernière roche provenant de la différenciation du granite porphyroïde à cordiérite, le granite aplitique qui souligne le contact du granite de Huelgoat avec la série sédimentaire possède une structure et une composition minéralogique différente à la fois de celles des aplites décrites plus haut et de celles du granite aplitique de Coat-Mocun. Le fond de la roche est constitué de très nombreux grains de quartz arrondis, se groupant parfois en plages de cristaux xénomorphes engrenés, entre lesquels se développent de petits plagioclases automorphes fortement séricitisés en de très abondants agrégats formés de paillettes enchevêtrées de séricite. Dans cette pâte se développent des porphyroblastes grossièrement rectangulaires, à bords amiboïdes, d'un feldspath maclé suivant la loi de Carlsbad (pl. IV.2). Ce minéral contient de très nombreuses inclusions de quartz; des grains très fins de couleur brune s'y disposent en minces bandes parallèles entre elles qui lui donnent un aspect tigré. L'angle des axes : $2V^+ = 88\text{-}90°$, le diagramme de diffraction aux rayons X (méthode SMITH et YODER, 1956) et l'indice sont ceux de l'albite (An_{0-5}). La coloration sélective du potassium permet de constater que le feldspath potassique n'est présent que sous la forme de traînées diffuses; l'essentiel du potassium entre dans la constitution de la séricite. La roche contient en outre quelques cristaux de biotite remplacée par du mica blanc, de grands cristaux poecilitiques de muscovite, de très fines aiguilles de tourmaline et de rares petits grains (1 à 2 mm) de cordiérite entièrement épigénisée par la séricite.

En résumé, la composition du granite aplitique qui marque le contact du granite à cordiérite avec les schistes, tend vers la composition d'un greisen.

3. Les granites à gros grain.

a) *Les granites.*

Le granite de La Feuillée (pl. V.1) est plus riche en plagioclase et en biotite, moins riche en feldspath potassique que le granite à cordiérite. Sa composition minéralogique est très proche de celle du granite du Cloître, mais, comme nous l'avons vu, la texture, la structure et le grain sont tout à fait différents; de plus, la cordiérite est entièrement absente du granite de La Feuillée et de ses différenciations.

La paragenèse précoce est, ici encore, représentée par des inclusions de petits cristaux de plagioclases zonés et de biotite dans le feldspath potassique(microline microporthitique). Elles sont plus abondantes dans les porphyroblastes, dans lesquels elles sont souvent orientées, que dans les grandes plages xénomorphes de feldspath potassique où elles ont une disposition quelconque (la différence est frappante à ce sujet entre ces plages et celles qui dans le granite du Cloître donnent à la roche une structure monzonitique). D'une façon générale ces inclusions sont minéralogiquement semblables mais moins abondantes (4 % du volume de la roche) que dans les deux autres types de granite.

Source . MNHN, Paris

Les plagioclases (oligoclase), automorphes, zonés, sont souvent partiellement remplacés par l'albite ou le feldspath potassique. On notera que les bourgeons ou les couronnes de myrmékite sont nettement plus abondants dans le granite de La Feuillée que dans les autres types de granites déjà décrits.

Le quartz forme des plages de cristaux xénomorphes engrenés, plus ou moins fortement étirés dans une direction déterminée, passant à des amandes polycristallines à bords nets ou même à des lits. De la même façon, la biotite qui possède les mêmes caractères optiques et les mêmes inclusions que dans les autres types de granite, forme des lits discontinus de cristaux accolés ou enchevêtrés, souvent tordus et associés dans certains cas à quelques cristaux de muscovite automorphe.

Sur le plan minéralogique le passage du granite à biotite au granite de Berrien se traduit par la diminution de la quantité de biotite et de feldspath potassique et par une augmentation importante de la teneur en muscovite et surtout en quartz, en même temps qu'apparaissent de grands cristaux non zonés d'oligoclase acide. Cette évolution aboutit à la formation du granite de Goas-Quintin (pl. V.2) dans lequel tous les minéraux sont fortement cataclasés. Dans cette roche la biotite est entièrement chloritisée; le feldspath potassique, nettement moins abondant que dans le granite de La Feuillée, forme de grandes plages xénomorphes, très pauvres en inclusions, qui montrent fréquemment la macle quadrillée du microcline et qui se résolvent en veinules interstitielles. Les plagioclases automorphes, zonés, sont toujours fortement séricitisés; une seconde génération de ces minéraux est constituée de grands cristaux d'oligoclase acide ou d'albite. Le quartz est particulièrement abondant en grains subautomorphes de grande taille ou sous la forme de lits dans lesquels les grains xénomorphes sont fortement étirés ou ployés. La muscovite est présente sous divers apects :

— associée à la biotite chloritisée, dans les lits et les cloisons que forme ce minéral, et cataclasée comme elle;

— en grandes lames souvent maclées, non cataclasées, développées suivant le plan (001);

— en nids de cristaux automorphes;

— en fines paillettes enchevêtrées, associées au quartz et à l'albite à l'intérieur de petites veinules contournées qui corrodent les plagioclases et le feldspath potassique.

En résumé, la marche de la différenciation dans les granites à gros grain est comparable à celle que nous avons décrite dans les granites à grain fin. Elle se traduit essentiellement par une muscovitisation et une albitisation du granite à biotite qui s'accompagnent, comme dans les « leucogranites » du Massif Central (Lameyre et Roques, 1964) d'une « métasomatose quartzeuse » particulièrement nette dans les granites à muscovite. On notera que le terme de l'évolution est marqué ici, dans la zone faillée qui souligne au nord-est le contact de la roche éruptive avec la roche sédimentaire, par la transformation du granite à muscovite en un kaolin très pur dans lequel ne subsistent plus que les cristaux automorphes de quartz et les grandes plages de muscovite caractéristiques du granite de Goas-Quintin (stade hydrothermal).

b) *Les enclaves.*

Plagioclases, biotite et quartz constituent l'essentiel du volume des enclaves. La composition minéralogique varie peu si l'on excepte le feldspath potassique qui, au cours de l'évolution de l'enclave dans le milieu granitique envahit progressivement la masse de la roche. Ces minéraux possèdent dans toutes les enclaves, quelles que soient la texture (massive ou orientée) et la structure (gneissique ou doléritique) des caractères morphologiques et optiques tout à fait identiques. De plus, les caractères optiques des plagioclases et de la biotite sont semblables à ceux des mêmes minéraux qui, dans tous les types de granite décrits plus haut, constituent l'essentiel de ce que j'ai nommé la paragenèse précoce. En effet, les plagioclases forment de petites lattes automorphes (0,2 mm en moyenne), toujours zonées (An_{15-30}) qui peuvent contenir de très fines inclusions de biotites. Parfois apparaissent des cristaux automorphes de plus grande taille, finement zonés à cœur d'andésine (pl. VI.1). La biotite est brune, fortement pléochroïque et contient des inclusions de zircon ou de monazite. Le quartz, interstitiel, corrode les minéraux précédents; il n'apparaît jamais en cristaux automorphes comme ceux que nous avons décrits dans la paragenèse précoce du granite du Cloître. Il recristallise localement soit en plages plus grandes, arrondies, soit sous la forme de grosses amandes polycristallines qui soulignent, comme dans le granite à biotite, l'orientation de la roche.

Source : MNHN, Paris

Le feldspath potassique, interstitiel, présente parfois la macle du microcline mais il est toujours dépourvu de veinules d'albite. Il corrode la biotite ainsi que les plagioclases au contact desquels apparaissent d'abondantes myrmékites. Le feldspath potassique se développe parfois en plages plus étendues incluant les plagioclases et la biotite de la pâte : la roche acquiert alors, très localement, la structure monzonitique du granite du Cloître.

Enfin, l'évolution de l'enclave dans le milieu granitique se traduit également par la cristallisation dans la masse de la roche de gros cristaux de feldspath, de biotite et de quartz identique par tous leurs caractères à ceux du granite encaissant. D'une façon générale la composition minéralogique de l'enclave tend au cours de l'évolution vers celle du granite qui la contient. Ce phénomène est particulièrement bien visible dans les enclaves des granites de Berrien et de Goas-Quintin; elles seules, en effet parmi les enclaves, contiennent de la muscovite.

C. COMPOSITION CHIMIQUE

1. Dans les granites à gros grain comme dans les granites à grain fin la marche de la différenciation est la même : les granites à biotite passent progressivement, par l'intermédiaire de granites à deux micas, à des granites à muscovite. On peut considérer que l'autre pôle de cette différenciation est constitué, dans les granites à gros grain, par les enclaves.

Les analyses 1, 2 et 3 (tableau I) sont celles des principaux termes de la différenciation dans les granites à grain fin : comme nous l'avait laissé prévoir l'observation au microscope la différenciation se traduit par un enrichissement en silice et en sodium tandis que les teneurs en Fe, Mg et Ca diminuent. Les paramètres C.I.P.W. placent le granite du Cloître parmi les granites monzonitiques leucocrates et le granite à muscovite de Coat-Mocun parmi les granites alcalins hololeucocrates.

Les analyses 4 et 5 sont celles de deux enclaves différant par leur texture : la première possède une texture orientée, la seconde une texture massive. L'analyse 6 est celle de la roche hybride résultant de la « désintégration » de l'enclave dans la matière granitique et l'analyse 7 celle du granite à biotite de La Feuillée [1]. Des enclaves au granite à biotite la teneur en SiO_2 augmente ainsi que la valeur du rapport $K_2O/K_2O + Na_2O$. On notera que le rapport $FeO/FeO + MgO$ augmente lui aussi d'une façon continue [2]. En bref, la composition chimique des enclaves, à l'instar de leur composition minéralogique, tend au cours de leur évolution vers la composition du granite encaissant. L'équilibre s'établit par voie d'échange entre enclave et granite durant toute la durée de la cristallisation : départ de fer, magnésium, alumine et calcium vers le granite, apport de silice et d'alcalis vers l'enclave. Ce départ est particulièrement visible au contact de certaines des enclaves avec le granite : la ligne de séparation des deux roches est en effet marquée par une très nette concentration de la biotite.

On notera en outre que la teneur en alumine libre de la roche, de même que la teneur en anorthite du plagioclase virtuel, varient peu sauf dans l'enclave massive de La Feuillée où elles sont plus élevées. Cette enclave se distingue donc des autres non seulement par ses caractères structuraux mais également

1. Parmi les granites à gros grain seul le granite à biotite a pu être analysé. En effet, étant donné l'hétérogénéité des granites à deux micas et du granite à muscovite toute analyse représentative de la composition réelle de ces roches nous est apparue illusoire.

2. Il peut être considéré comme le rapport existanidalousite ne cristallise souvent qu'au contact avec le granite le seul ferro-magnésien présent dans les roches considérées et les minéraux opaques étant peu abondants quel que soit le type de granite (ils sont toujours représentés dans le massif de Huelgoat par des cristaux automorphes d'*ilménite*, la magnétite et les sulfures paraissant absents). Le même raisonnement peut s'appliquer aux différenciations surmicacées du granite à cordiérite et au granite du Cloître dans lequel les cristaux de cordiérite occupent un volume négligeable par rapport à celui de la biotite. Les valeurs obtenues sont les suivantes :

— enclaves surmicacées à grain fin : 0,59 et 0,60 (anal. 4 et 5, tab. I);
— enclave « désintégrée » : 0,63 (anal. 6, tabl. I);
— granite du Cloître : 0,63 (anal. 1, tab. I);
— granite de la Feuillée : 0,67 (anal. 7, tab. I);
— différenciations surmicacées dans le granite à cordiérite : 0,67 (anal. 11, tab. I).

Source : MNHN, Paris

TABLEAU I

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	69,48	70,81	72,55	63,16	65,71	69,05	70,25	70,74	71,42	69,10	59,95	73,93	76,80
Al_2O_3	16,46	16,30	16,69	17,06	17,69	15,65	15,41	15,11	15,22	16,95	20,20	15,25	14,60
Fe_2O_3	0,55	0,17	0,48	1,19	0,75	0,60	0,65	1,27	0,85	0,35	0,70	0,55	0,80
Fe O	2,45	1,15	0,73	4,18	3,02	2,15	1,87	2,23	1,67	0,95	3,65	0,50	0,28
Mn O	0,05	0,01	0,07	—	0,17	0,03	0,03	0,04	—	0,04	0,08	traces	traces
Mg O	1,45	0,85	0,72	2,90	1,96	1,25	0,90	0,75	0,72	0,90	1,75	0,37	0,50
Ca O	1,65	1,16	0,22	2,50	2,71	2,05	1,63	1,22	1,54	0,70	2,40	0,67	0,15
Na_2O	3,12	3,85	3,90	4,40	3,70	3,40	3,25	2,95	2,85	2,85	4,90	3,47	1,25
K_2O	4,20	4,65	4,29	2,60	2,80	4,25	4,45	5,00	4,91	7,05	3,40	4,34	2,70
TiO_2	0,37	0,17	0,10	0,74	0,95	0,40	0,25	0,25	—	0,15	1,25	0,15	0,25
P_2O_5	0,19	0,29	0,23	0,22	0,04	0,14	0,04	0,04	0,17	0,24	0,30	0,45	traces
H_2O+	0,53	1,10	0,70	1,00	0,98	0,60	0,90	0,65	0,61	1,00	1,17	0,60	2,40
H_2O-		0,16		0,20	—	0,19	0,07	0,08	0,04	0,30	0,38	0,12	0,67
Total	100,50	100,67	100,76	100,15	100,48	99,76	99,70	100,33	100,00	100,58	100,13	100,40	100,40

NORMES C.I.P.W.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Q	28,02	27,06	31,80	15,60	22,98	25,80	28,26	31,10	31,10	22,44	9,54	36,48	58,08
Or	25,02	27,20	25,56	15,57	16,68	25,02	26,68	29,50	29,10	41,70	20,01	25,58	16,12
Ab	26,72	32,50	34,04	37,20	31,44	28,82	27,24	24,63	24,27	24,10	41,40	29,34	10,48
An	7,23	4,17	0,28	11,67	13,34	9,45	8,06	5,80	7,00	2,78	10,29	—	0,83
En	3,60	2,10	1,70	7,20	4,90	3,10	2,20	1,79	1,81	2,20	4,40	0,90	1,20
Fs	3,56	1,56	0,92	5,41	3,56	2,77	2,50	2,75	2,52	1,19	4,22	0,26	—
Cor	3,88	1,44	5,30	2,67	3,67	2,04	2,24	2,73	2,67	3,57	4,69	4,80	9,38
Ma	0,70	0,23	0,69	1,86	1,16	0,92	0,92	1,84	1,16	0,70	0,93	0,93	0,23
Ilm	0,76	0,46	0,15	1,37	1,82	0,76	0,45	0,45	—	0,15	2,28	0,15	0,46
Hem.	—			—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,64
Ap	0,34	0,67	0,33	0,34	—	0,34	—	—	0,34	0,34	0,67	1,34	—
An %	21	11	1	24	30	25	24	19	22	10	20	0	7

1 — Granite à grain fin, à biotite et cordiérite (granite du Cloître).

2 — Granite à grain fin, à deux micas et cordiérite transformée (granite de Leintan).

3 — Granite aplitique à muscovite (granite de Coat-Mocun).

4 — Enclave surmicacée, à structure gneissique dans le granite à biotite de La Feuillée.

5 — Enclave surmicacée, à structure doléritique dans le granite de La Feuillée. Anal. CONQUÉRÉ, 1962.

6 — Enclave « désintégrée » dans le granite à biotite de La Feuillée. Anal. PATUREAU, 1962.

7 — Granite à biotite de La Feuillée. Anal. CONQUÉRÉ, 1962.

8 — Granite porphyroïde à cordiérite (granite de Huelgoat). Anal. CONQUÉRÉ, 1962.

9 — Granite porphyroïde à cordiérite (granite de Huelgoat). Anal. RAOULT, 1910.

10 — Différenciation pegmatitode dans le granite de Huelgoat.

11 — Différenciation surmicacée dans le granite de Huelgoat. Anal. PATUREAU, 1964.

12 — Aplite à andalousite dans le granite de Huelgoat. Anal. CONQUÉRÉ, 1962.

13 — Granite aplitique (contact du Gouffre). Anal. PATUREAU, 1964.

Source : MNHN, Paris

par certains de ses caractères chimiques. On peut interpréter ces observations en émettant l'hypothèse que les enclaves gneissiques, de beaucoup les plus nombreuses, constituent les *restats* d'une anatexie différentielle (**Winkler**, 1965) des gneiss du socle alors que les enclaves massives seraient des *cumulats* de la paragenèse précoce visible dans les principaux types de granite décrits. Les minéraux composant cette paragenèse proviendraient d'une cristallisation directe à partir du magma granitique issu de l'anatexie complète des gneiss.

2. La comparaison des analyses permet de constater que les compositions chimiques du granite du Cloître et du granite de La Feuillée sont presque identiques et toutes deux très voisines de celles du granite de Huelgoat (anal. 8 et 9, tab. 1). On peut en déduire que le *granite porphyroïde à cordiérite est un type hétéromorphe des granites à biotite.* On notera, en particulier, que la teneur en alumine libre du granite de Huelgoat est peu différente de celle du granite de La Feuillée et moins élevée que dans le granite du Cloître. A l'intérieur même du granite porphyroïde à cordiérite, l'analyse des différenciations pegmatitoïdes et surmicacées (anal. 10 et 11, tab. 1) montre d'une façon particulièrement claire que la cristallisation de la cordiérite n'est pas due à un enrichissement en alumine; les différenciations à cordiérite sont nettement moins riches en alumine libre que les différenciations à biotite.

En conclusion, les différences de composition minéralogique aussi bien que les différences de grain, de texture et de structure observées dans les trois principaux types de granite qui composent le massif de Huelgoat ne peuvent être attribuées qu'à des différences dans les conditions physiques de la cristallisation. Il est à cet égard particulièrement intéressant de tenter de préciser les conditions de cristallisation du granite de Huelgoat qui se distingue des deux autres types non seulement par la présence de la cordiérite mais par le fait qu'il forme une masse quasi-indifférenciée. L'étude détaillée de la cordiérite a été entreprise dans ce but.

D. CORDIÉRITE ET ANDALOUSITE; LEURS RELATIONS; LEUR SIGNIFICATION PÉTROGÉNÉTIQUE

1. Place de la cordiérite et de l'andalousite dans l'ordre de cristalisation.

a) *La cordiérite.*

Si on considère les rapports de la cordiérite et du feldspath potassique on observe dans tous les cas que la cristallisation de ces deux minéraux dans le granite de Huelgoat est étroitement liée dans le temps et dans l'espace : le nombre et la taille des cristaux de cordiérite croissent en même temps que le nombre et la taille des porphyroblastes de feldspath potassique. Cordiérite et feldspath potassique appartiennent à un même stade de cristallisation, principale dans le granite de Huelgoat, tardive dans le granite du Cloître où ces minéraux sont disséminés dans la masse de la roche. Ceci est particulièrement bien visible dans les différenciations pegmatitoïdes, presque uniquement formées de feldspath potassique et de cordiérite et qui, comme nous l'avons vu, représentent des zones de concentration locale d'éléments volatils. Dans ces différenciations où elle est stable dans un milieu enrichi en alcalis et en volatils, la cordiérite cristallise dans ces conditions physiques analogues à celles qui président à la constitution des pegmatites dans lesquelles ce minéral a été décrit (Henrich, 1950 [1]). La cordiérite appartient donc à un stade « pegmatitique » confondu dans le granite de Huelgoat avec le stade principal (« orthomagmatique ») de la cristallisation. La présence ainsi que la stabilité de la cordiérite dans cette roche seraient dues à ces conditions particulières de la cristallisation. On notera que dans les zones très localisées où l'abaissement de la température se traduit par le dépôt de minéraux caractéristiques du stade pneumatolytique (tourmaline et muscovite interstitielle) la cordiérite devient instable. Elle est alors remplacée d'abord par la biotite et des chlorites puis par la muscovite. De même, elle est absente dans les aplites tardives qui recoupent la masse du granite de Huelgoat.

---

1. Heinrich (1950) a rassemblé des observations portant sur 50 gisements de pegmatiques à cordiérite. Dans de nombreux cas la cordiérite y est associée à d'autres minéraux alumineux tels que le grenat, le disthène ou l'andalousite. De cette étude Heinrich conclut qu'on ne peut attribuer la formation de la cordiérite à une assimilation de matériel alumineux par la roche éruptive mais que ce minéral provient d'une cristallisation directe à partir du magma granitique.

Source : MNHN, Paris

b) *L'andalousite.*

Toutes les observations qui j'ai pu faire aussi bien dans les granites à grain fin que dans le granite de Huelgoat montrent que l'andalousite n'apparaît que dans les roches que j'ai nommées « hybrides » : au contact du granite aplitique de Coat-Mocun avec le granite à deux micas de Leintan ou dans la zone de faible puisance qui marque la limite entre le granite de Huelgoat et les aplites tardives qui le recoupent. D'une façon générale, on peut observer que l'andalousite ne cristallise que dans les roches où la cordiérite est présente mais totalement remplacée par des phyllites et de la pinite. La composition chimique de la roche ne paraît par intervenir directement. En effet, le granite aplitique de Coat-Mocun, dont la teneur en alumine libre est supérieure à celle de l'aplite à andalousite (anal. 3 et 12, tableau 1) mais dans lequel la cordiérite est absente, ne contient pas d'andalousite. De même, les aplites qui traversent le granite à biotite de La Feuillée ne montrent jamais d'andalousite.

La relation directe qui existe entre la présence de cordiérite transformée et la cristallisation d'andalousite dans les roches granitiques qui contiennent de la muscovite ou de la tourmaline [1], ne semble pas être particulière au granite de Huelgoat. Un rapide examen de roches dans lesquelles existent des cristaux de cordiérite altérée montre qu'elles contiennent fréquemment de l'andalousite et réciproquement (Lands End, Cornouailles; Noirgoutte, Vosges). La roche contient toujours soit de la muscovite, soit de la tourmaline, soit les deux minéraux. Cependant l'andalousite peut coexister avec de la biotite brune parfaitement conservée (échantillon sans indication précise de gisement, provenant du Massif Central). De même Ravier et Chénevoy (1966) ont décrit dans des granites à muscovite du Mont Pilat (Massif Central) la présence d'andalousite : encore une fois ce minéral n'apparaît ici que dans les roches granitiques, intrusives dans des anatexites à cordiérite, qui contiennent des cristaux de cordiérite entièrement transformée; d'après la description donnée par les auteurs, l'andalousite est absente des granites à muscovite dépourvus de cordiérite.

En résumé, il semble exister un rapport étroit entre la présence de cordiérite dans les granites et la cristallisation de l'andalousite dans les différenciations tardives de ces granites. Le destruction de la cordiérite qui résulte de l'instabilité de ce minéral dans les conditions de cristallisation qui sont celles des aplites (pression de vapeur élevée et températures relativement basses) donnerait naissance à l'andalousite. Ce type de transformation, dans lequel n'intervient pas la muscovite, peut s'écrire :

— cordiérite + H_2O → chlorite + andalousite + quartz, ou

— cordiérite + H_2O + feldspath potassique → biotite + andalousite + quartz.

Dans les aplites l'évolution se poursuit par la cristallisation de la muscovite qui remplace l'andalousite.

2. Composition chimique de la cordiérite (tableau II).

a) *Deux analyses ont été effectuées :*

L'une sur des cristaux extraits du granite homogène (anal. 1), l'autre sur des cristaux provenant des différenciations pegmatitoïdes (anal. 2).

La cordiérite du granite homogène est une cordiérite riche en fer [2] : le rapport r : $(Fe^{2+} + Mn)/(Fe^{2+} + Mn + Mg) \times 100 = 42$. Le même rapport est moins élevé dans la cordiérite des pegmatitoïdes, cette différence tenant, non à une teneur plus faible en fer total, mais à une oxydation plus importante de Fe^{2+} en Fe^{3+}. En effet le rapport $(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)/(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg) \times 100$ est identique dans les deux cas et égal à 44.

1. Hills (1938) montre que, dans les granites, l'andalousite est généralement accompagnée de minéraux tels que la muscovite, la tourmaline, le topaze..., caractéristiques du stade pneumatolytique. De plus, elle apparaît dans certaines pegmatites et dans des aplites. Dans ces dernières, l'andalousite ne cristallise souvent qu'au contact avec le granite encaissant, ce que Hills interprète comme le résultat d'un transfert d'éléments de l'aplite vers le granite.

2. Schreyer (1965) a montré que les cordiérites naturelles peuvent être considérées comme des solutions solides complexes de trois constituants polaires : Mg_2Al_4 (Si_5AlO_{18}), Fe_2Al_4 (Si_5AlO_{18}), Mn_2Al_4 (Si_5AlO_{18}). Dans les roches les cordiérites riches en Mg sont plus fréquentes que les cordiérites riches en fer caractérisées par un rapport $r \geqslant 0{,}42$. Les cordiérites riches en Mn n'ont pas encore été observées dans la nature.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU II

	1	2	3	4
SiO_2	46,64	46,50	44,92	42,96
Al_2O_3	30,70	29,90	30,67	31,30
Fe_2O_3	1,00	2,25	3,21	3,55
Fe O	9,10	8,30	6,95	3,74
Mn O	0,32	0,33	0,14	0,06
Mg O	7,40	7,50	6,28	4,38
Ca O	0,40	0,25	0,18	0,30
Na_2O	0,95	1,15	1,00	0,56
K_2O	0,27	0,25	2,16	5,30
TiO_2	0,13	0,13	0,11	0,08
P_2O_5	0,07	traces	traces	traces
H_2O+	2,15	3,10	4,48	6,98
H_2O-	0,20	0,02	0,56	1,22
Total	99,33	99,68	100,66	100,43

	Nombre de cations pour 18 oxygènes			
	1		2	
Si	4,953	6,000	4,965	6,000
Al	1,047		1,035	
Al	2,796	2,905	2,729	2,930
Ti	0,013		0,010	
Fe^{3+}	0,013		0,010	
Fe^{2+}	0,083		0,181	
Mg	1,174	2,278	1,194	2,255
Fe^{2+}	0,798		0,730	
Mn	0,032		0,030	
Ca	0,045		0,029	
Na	0,191		0,238	
K	0,038		0,034	
$100 \times \frac{Fe^{2+} + Mn}{Fe^{2+} + Mn + Mg} = 42$			37	
$100 \times \frac{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg} = 44$			44	

1 — Cordiérite pure extraite du granite de Huelgoat.

2 — Cordiérite pure extraite des différenciations pegmatitoïdes du granite de Huelgoat. Anal. PATUREAU, 1967.

3 — Cordiérite partiellement transformée (cordiérite + pinite + biotite + muscovite).

4 — Cordiérite entièrement transformée (muscovite + pinite + biotite). Anal. CONQUÉRÉ, 1963.

Les deux cordiérites sont des cordiérites hydratées[1] (IIYAMA, 1960), la teneur en H_2O+ étant nettement plus élevée dans la cordiérite des pegmatititoïdes que dans la cordiérite du granite. Enfin, on notera que dans les deux cas la cordiérite contient des quantités notables d'alcalins en particulier de Na_2O,

1. La très grande majorité des cordiérites naturelles contiennent dans des proportions variables de l'eau qui, pour certains auteurs, constitue dans la structure du minéral des tétraèdres « hydratés » remplaçant certains tétraèdres SiO_4 (IIYAMA, 1960) et qui, pour d'autres, entre pour sa totalité dans les canaux de la structure (Schreyer et Yoder, 1964). Les cordiérites hydratées ont toujours une structure orthorhombique alors que les cordiérites anhydres peuvent acquérir une structure hexogonale.

Source : MNHN, Paris

dont on peut penser qu'ils sont situés dans les canaux parallèles à c qui caractérisent sa structure. En effet, si l'on fait entrer ces ions dans la structure, le calcul de la formule $X^{2+}_2 + Y^{3+}_3 (Si_5\ Al\ O_{18})$ fait apparaître un net excédent par rapport au nombre total idéal : 5 des ions X et Y (tab. II). Si on admet que les alcalins et l'eau sont contenus dans les canaux de la structure la formule des cordiérites s'écrit :

$(Si_{5,005}\ Al_{0,995}\ O_{18})\ (Al_{2,882}\ Fe^{3+}_{0,084}\ Fe^{2+}_{0,82}\ Mg_{1,187}\ Mn_{0,03})$ dans le granite homogène.

$(Si_{5,017}\ Al_{0,983}\ O_{18})\ (Al_{2,82}\ Fe^{3+}_{0,18})\ (Fe^{2+}_{0,75}\ Mg_{1,21}\ Mn_{0,03})$ dans les pegmatites.

b) *Remarque sur les variations de composition de la cordiérite dans le granite de Huelgoat :*

A la suite d'un travail de compilation portant sur 81 analyses, SCHREYER (1965) a pu montrer que les cordiérites riches en Mg apparaissent dans les roches métamorphiques alors que les cordiérites les plus riches en fer sont dans les pegmatites. Il n'existe qu'un très petit nombre d'analyses de cordiérite provenant de granites à limites discordantes. Ceci provient du fait que dans ce type de massif la cordiérite est généralement totalement remplacée par des phyllites ou de la pinite au cours de l'évolution qui accompagne la cristallisation de la roche. Cependant, les très rares analyses réalisées semblent montrer que dans les granites intrusifs comme dans les laves où elle apparaît la cordiérite est relativement riche en fer (granite de Dartwood; BRAMMAL et HARWOOD, 1932; enclave dans andésite; ARAMAKI, 1961). En résumé le raport r : $(Fe^{2+} + Mn)/(Fe^{2+} + Mn + Mg)$ des cordiérites paraît varier assez sensiblement en fonction des conditions de cristallisation (sa valeur peut être très différente dans des roches dont les compositions chimiques globales sont semblables : un granite et un gneiss par exemple).

Etant donné l'importance de la composition de la cordiérite pour l'interprétation des conditions de cristallisation de la roche qui la contient, il est essentiel de déterminer dans quelle mesure cette composition varie d'un cristal à l'autre à l'intérieur de la même roche. Les tentatives faites pour établir une corrélation entre les propriétés optiques et la composition des cordiérites naturelles n'ont abouti à aucun résultat probant (LEAKE, 1960). Cependant IIYAMA (1960) a pu montrer que l'indice de réfraction des cordiérites déshydratées par chauffage à 1 000° pendant 10 minutes augmente régulièrement avec la valeur du rapport r (fig. 3). Afin de déterminer dans quelle mesure la composition de la cordiérite varie à l'intérieur du granite de Huelgoat, j'ai donc mesuré les indices de six cristaux provenant du granite homogène et de six autres provenant des pegmatitoïdes après déshydratation en atmosphère contrôlée (argon). Les résultats de ces mesures sont consignées dans le tableau III :

TABLEAU III

	Cordiérite du granite		Cordiérite des pegmatoïdes	
	Naturelles	Déshydratées	Naturelles	Déshydratées
1	Ng = 1,560 Np = 1,550	1,545 1,535	Ng = 1,560 Np = 1,549	1,545 1,535
2	Ng = 1,560 Np = 1,548	1,546 1,536	Ng = 1,560 Np = 1,547	1,544 1,534
3	Ng = 1,560 Np = 1,549	1,547 1,537	Ng = 1,560 Np = 1,550	1,544 1,534
4	Ng = 1,560 Np = 1,548	1,546 1,536	Ng = 1,561 Np = 1,548	1,546 1,535
5	Ng = 1,561 Np = 1,548	1,546 1,536	Ng = 1,560 Np = 1,549	1,546 1,536
6	Ng = 1,560 Np = 1,548	1,544 1,534	Ng = 1,561 Np = 1,549	1,546 1,536
2 V	2 V− = 32° — 53°	2 V− = 74° — 86°	2 V− = 54° — 57°	2 V− = 77° — 104°

Tableau des indices mesurés dans les cordiérites naturelles du granite de Huelgoat et dans les mêmes cristaux après déshydratation.

Source : MNHN, Paris

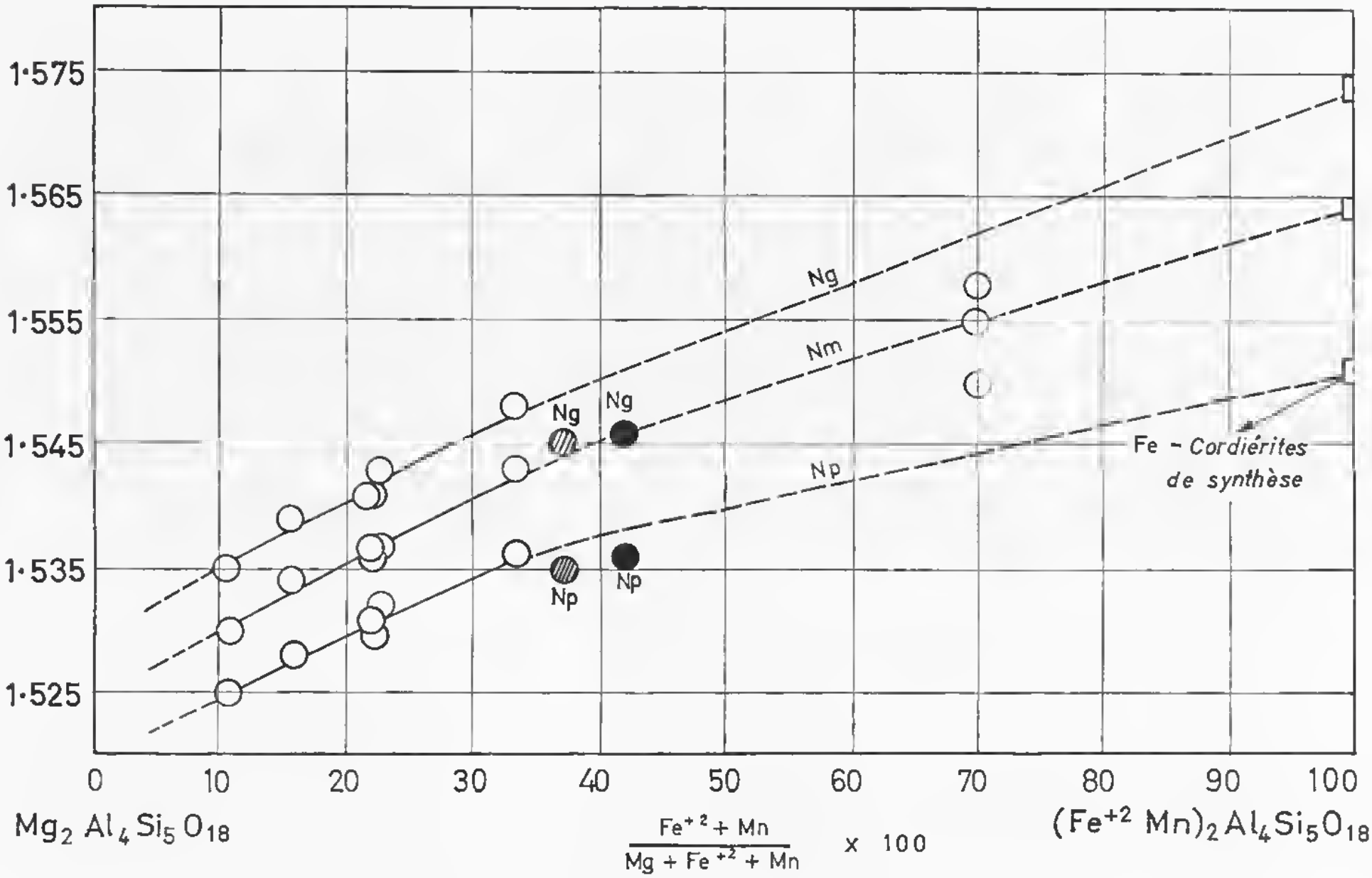


FIGURE 3.

Variation des indices de réfraction avec le rapport r = $(Fe^{+2} + Mn) / (Fe^{+2} + Mn + Mg)$ dans les cordiérites HT obtenues par chauffage à 1000 °C pendant 10 minutes.
Cercles blancs : Mesures effectuées par Iiyama (1958) (Ng, Nm et Np).
Cercles hachurés : Ng et Np de la cordiérite du granite de Huelgoat (« granite homogène »).
Cercles noirs : Ng et Np de la cordiérite des pegmatitoïdes.

Source : MNHN, Paris

— Les indices Ng et Np des cordiérites naturelles du granite et des pegmatitoïdes sont identiques. Ils ne varient pas d'un cristal à l'autre à l'intérieur des deux types de roches. La valeur moyenne est : Ng : 1,560±0,001 et Np : 1,549±0,001.

— Les indices Ng et Np de la cordiérite déshydratée varient très peu du granite aux pegmatitoïdes et à l'intérieur de chacune de ces deux roches. Les valeurs moyennes sont dans les deux roches : Ng : 1,545 et Np : 1,535.

De ces mesures on peut conclure que la composition de la cordiérite ne varie pratiquement pas dans la masse du granite de Huelgoat [2].

On notera qu'il ne saurait être question ici d'expliquer les variations d'angle d'axe de la cordiérite du granite homogène par des différences de la composition chimique comme l'ont fait BRAMMAL et RAO (1936) pour les cordiérites du granite de Dartwood. D'autant que les cordiérites des différenciations pegmatitoïdes, dont la composition chimique est très peu différente de celle des cordiérites du granite homogène, ne présentent, nous l'avons vu, que des variations minimes de l'angle des axes. On doit plutôt mettre cette différence au compte des conditions physiques de la cristallisation dans chacune des roches. Il est possible en particulier de mettre en relation la « stabilisation » de l'angle des axes dans la cordiérite des pegmatitoïdes avec la recristallisation qui dans cette roche marque les minéraux du granite encaissant (porphyroblastes « emboîtés »).

Cet équilibre est d'ailleurs détruit au cours de la déshydratation par chauffage : l'angle des axes de la cordiérite des pegmatitoïdes montre alors de larges variations entre les valeurs $2V^-$: 77° et $2V^-$: 104°. De même l'angle des axes de la cordiérite du granite homogène augmente par chauffage, comme il est classique, et acquiert des valeurs comprises entre $2V^-$: 76° et 86°.

Remarque.

Dans une publication antérieure (CONQUÉRÉ, 1963) l'analyse de la cordiérite pure extraite du granite montre par rapport aux analyses effectuées par M. PATUREAU pour le présent mémoire, un net excédent de silice qui doit être considéré comme dû à la présence de quartz dans le lot analysé. Il demeure cependant que les conclusions tirées du bilan chimique des transformations de la cordiérite dans le granite restent valables : perte de silice, augmentation des teneurs en K_2O et H_2O^+, oxydation progressive du fer (anal. 3 et 4, tab. II). Ces modifications traduisent le remplacement progressif de la cordiérite par les chlorites, les biotites et la muscovite qui devient le minéral dominant dans la cordiérite entièrement épigénisée. Ce type de transformation peut s'écrire :

— cordiérite + feldspath potassique + H_2O → muscovite + biotite + quartz.

3. Données expérimentales sur le domaine de stabilité des cordiérites.

Les importants travaux expérimentaux réalisés par SCHREYER et YODER (1964) puis par SCHREYER (1965) sur le domaine de stabilité des cordiérites permettent de préciser les conditions de cristallisation qui ont abouti à la formation du granite de Huelgoat. Bien que les expériences aient été conduites sur les pôles magnésiens et ferreux des cordiérites, il est possible d'en étendre certaines des conclusions aux cordiérites naturelles.

D'une façon générale, la cordiérite est un mineral stable sous des conditions de pression relativement basses. De plus, le champ des cordiérites magnésiennes qui recouvre complètement celui des cordiérites ferreuses est nettement plus étendu que ce dernier dans le domaine des hautes pressions.

---

2. Dans le diagramme de la figure 3 les points représentatifs des cordiérites analysées dans les deux types de roches sont assez nettement décalés vers le bas par rapport aux courbes tracées par IIYAMA des indices de la cordiérite déshydratée en fonction du rapport r. Il est possible que ceci soit dû au fait que la déshydratation effectuée par cet auteur à l'air libre ait entraîné l'oxydation de la plus plus grande partie de fer en Fe^{3+} ce qui a généralement pour effet d'augmenter les indices.

Source : MNHN, Paris

D'autre part, SCHREYER et YODER ont montré qu'en dehors de son domaine de stabilité un mélange dont la composition globale est celle de la cordiérite magnésienne donne l'assemblage : pyrophyllite + chlorite + silicate d'alumine dans des conditions de pression et de température relativement basses (jusqu'à 5 000 bars et 525°). A des pressions et des températures plus hautes la réaction devient : cordiérite + vapeur → chlorite + silicate d'alumine + quartz. Dans les mêmes conditions une substance dont la composition est celle d'une ferro-cordiérite donne (SCHREYER 1965) : chamosite + silicate d'alumine hydraté.

Conclusions.

On peut à l'aide des observations et des données chimiques et expérimentales proposer quelques hypothèses en ce qui concerne les conditions de la cristallisation de la cordiérite dans un granite.

— La présence dans un granite d'abondants cristaux de cordiérite riche en fer appartenant au stade principal de la cristallisation, serait le signe que la roche a cristallisé à basse pression et haute température.

— La stabilité de la cordiérite dans un milieu enrichi en éléments volatils (différenciations pegmatitoïdes du granite de Huelgoat) signifierait que ce minéral a nécessairement cristallisé à haute température. Le fait qu'au cours du refroidissement la cordiérite demeure en grande partie stable dans la masse du granite de Huelgoat est probablement dû aux conditions particulières de la cristallisation de cette roche : chevauchement des stades de cristallisation, la plus grande partie des éléments volatils restants « bloqués » dans la masse du granite. La relative rareté des cordiérites bien conservées dans les granites intrusifs à limites discordantes tient probablement à ce que ces conditions sont rarement réunies.

La cordiérite peut cependant devenir instable dans les zones où se concentrent les éléments volatils résiduels, c'est-à-dire dans des conditions de basse température et de haute pression de vapeur : différenciation pegmatitoïdes riches en tourmaline ou en muscovite interstitielle, granites à deux micas, zones situées au contact des aplites. Dans les différenciations tardives riches en minéraux pneumatolytiques la cordiérite ne cristallise pas (granites à muscovite, aplites). Les transformations que nous avons observées dans les zones où la cordiérite est instable sont remarquablement comparables à celles qui ont été produites expérimentalement : la cordiérite est remplacée par la biotite et des chlorites ou une phase à 7 Å (chamosite ?) ce qui a pour effet de libérer de la silice et de l'alumine. Celle-ci entre le plus souvent dans la constitution de la muscovite qui apparaît à la périphérie ou à l'intérieur des cristaux de cordiérite transformée; dans certaines conditions de pression et de température, qui sont celles de la cristallisation des aplites, l'alumine libérée recristallise sous la forme d'andalousite.

Source : MNHN, Paris

II. LE METAMORPHISME DE CONTACT

INTRODUCTION

Avant d'aborder l'étude des transformations subies par les sédiments au contact et à l'intérieur (enclaves) du massif granitique, je rappellerai brièvement les principales caractéristiques des formations sédimentaires antérieures au dépôt du Culm dinantien. Ce dernier n'est en effet, étant donné la distance qui sépare ses affleurements du massif granitique, jamais modifié par le granite.

Le Briovérien.

Il apparaît à l'ouest du massif sous la forme d'un petit pointement de schistes rubéfiés sous les grès blancs de Saint-Michel exploités dans la carrière de la Croix-Cassée. Plus à l'est il forme un petit affleurement au contact du granite à cordiérite qui constitue la butte de Forèhan. Enfin, les sondages effectués en deux points de l'emplacement occupé par le réservoir de Saint-Michel ont rencontré les mêmes schistes (communication orale de L. CHAURIS). Il semble donc que la vaste dépression marécageuse des tourbières et du réservoir de Saint-Michel possède un soubassement de schistes briovériens.

L'Ordovicien.

La controverse a longtempa porté sur l'âge des grès de Saint-Michel qui reposent directement en discordance, sur les schistes briovériens. Pour PRUVOST et DELATTRE (1950), la Domnonée, dernier vestige de la cordillère cadomienne, n'est pas envahie par la transgression de l'Arenig; elle n'est recouverte qu'au Gédinnien dont les grès de Saint-Michel représente la formation de base. Pour GUILCHER (1951), GINSBOURG et LUCAS (1949) l'étage des grès de Saint-Michel est d'âge Arenig (grès armoricain); ils sont surmontés par des schistes à débris de triolobites interminables que cea auteurs assimilent aux « schistes d'Angers », d'âge Llandeilo (schistes de Roudouderch-Linguez et An Avalennou).

En l'absence de tout argument paléontologique il est difficile de choisir entre l'une ou l'autre de ces deux hypothèses. Cependant l'étude structurale, effectuée par LE VOT (1966) dans la partie occidentale des Monts d'Arrée, milite en faveur de la présence sur la bordure nord du bassin de Chateaulin, chloriteux généralement finement plissés.

Cette hypothèse trouve un nouvel appui dans la récente découverte, faite par le B.R.G.M., de niveaux fortement enrichis en zircon (paléoplages) dans les grès de Saint-Michel (communication orale de L. CHAURIS). On notera que dana l'hypothèse de LE VOT, les Monts d'Arrée seraient, non plus un synclinal dévonien redressé (DELATTRE, 1952), mais un fossé d'effondrement constitué à la fin de la phase sudète sur le versant nord de l'unité anticlinale ordovicienne dont le cœur est occupé par le massif granitique de Huelgoat (LUCAS, LANG et LE VOT, 1967).

Le Coblencien.

C'est l'étage des « schistes et quartzites de Plougastel », représenté par une succession de bancs quartziteux et de dalles schisteuses bleues, très dures, parfois bien fissiles forment la crête des Monts d'Arrée (ardoisières). Les schistes sont constitués d'une alternance de lits quartzeux et de lits séricito-chloriteux généralement finement plissés.

Le Coblencien.

Il recouvre en concordance le Gédinnien et forme dans notre région une épaisse série schisteuse coupée de rares bancs de grès ou de quartzites. Au sommet de la série (schistes de Porsguen) les schistes contiennent parfois des lits de nodules concordants avec la schistosité et essentiellement constitués dans la région de Huelgoat de silice crypto-cristalline et de limonite.

Source : MNHN, Paris

Les schistes coblenciens sont plus finement cristallisés, moins riches en quartz, plus riches en minéraux argileux que les schistes gédinniens. Les diagrammes de rayons X réalisés par B. VELDE [1] n'ont pas permis d'y déceler la présence de pyrophyllite, minéral caractéristique, en Bretagne, des sédiments dévoniens.

A. LES ENCLAVES SEDIMENTAIRES

Il ne subsiste rien des enclaves décrites par BARROIS (1886) à l'ouest de Ty-Lebrennou et peu de celles que l'on pouvait observer dans le village même. En revanche, j'ai pu observer deux affleurements de ces roches; l'un, le plus important, à quelques centaines de mètres du hameau de Brignou, dans le granite à cordiérite; l'autre, à l'est de Cos-Castel, dans le granite à biotite.

1. L'enclave de Brignou (Coblencien).

Elle est constituée de bancs superposés (0,50 à 1 m), dirigés est-ouest avec un pendage de 45° vers le nord et découpés de nombreuses failles verticales nord-sud. La roche est massive, dense, sombre, à grain visible à l'œil nu; elle est parfois coupée de lits millimétriques de couleur claire, parallèles à la direction des bancs. Un banc de quartzite verdâtre marque la base de l'affleurement; au sommet de ce dernier une couche de granite a grain moyen, de 50 cm de puissance environ, est interstratifiée dans la cornéenne, il contient des porphyroblastes de feldspath potassique et des cristaux de cordiérite entièrement transformée. Les joints et les fractures de la roche métamorphique sont tapissés d'un film de pegmatite à gros cristaux de muscovite et de tourmaline et dont l'épaisseur n'excède pas 10 cm.

On remarquera que la direction des bancs de cornéennes est conforme à l'orientation générale des schistes dans la région c'est-à-dire que l'enclave paraît n'avoir subi aucun déplacement au moment de la mise en place du granite; le pendage vers le nord de la roche sédimentaire transformée indiquerait que l'on se trouve ici sur le versant nord de l'anticlinal de Huelgoat traversé par le massif granitique.

Etude au microscope.

Les cornéennes sont constituées d'un fond granoblastique de quartz (0,01 à 0,3 mm) parcouru de lits de cristaux de biotite et de muscovite et dans lequel apparaissent de gros phénoblastes (1 à 5 mm) d'andalousite; de très nombreux petits grains automorphes d'ilménite sont disséminés dans la roche.

Les plus gros parmi les grains de quartz incluent de nombreux petits cristaux de biotite et d'ilménite, plus rarement de petits cristaux automorphes ou arrondis d'*albite* parfois très finement maclée (0,01 à 0,02 mm). La biotite, très fortement pléochroïque du brun foncé au brun clair, se distingue nettement par ces caractères de celle du granite. Elle contient de nombreuses inclusions d'ilménite et montre d'abondants halos pléochroïques. La muscovite est soit associée à la biotite dans les lits phylliteux, soit sous la forme de grands cristaux poecilitiques obliques par rapport au litage qui est souligné par d'abondantes traînées d'hydroxydes de fer. Quelques rares cristaux d'albite finement maclée se développent dans les interstices du fond quartzeux granoblastique. En outre, la coloration sélective du feldspath potassique permet de voir que ce minéral s'insinue en minuscules petites plages entre les grains de quartz ou forme autour de ceux-ci un liseré très mince.

L'abondance des phénoblastes d'andalousites varie largement d'un échantillon à l'autre; elle peut devenir si grande que la pâte n'occupe plus alors que les interstices entre les cristaux du silicate d'alumine. Ces derniers, automorphes ou xénomorphes, sont limpides et parfaitement conservés; dépourvus de toute inclusion charbonneuse ils se distinguent ainsi des cristaux que je décrirai plus loin dans les schistes situés au contact du granite. L'andalousite peut inclure tous les minéraux décrits plus haut à l'exception semble-t-il des feldspaths. Dans les cristaux xénomorphes ces inclusions conservent l'orientation qu'elles ont dans la pâte alors qu'elles se disposent d'une façon quelconque à l'intérieur des cristaux automorphes.

1. Laboratoire de Pétrographie de la Faculté des Sciences, Paris.

Source : MNHN, Paris

Enfin, on notera que les minces lits de couleur claire de la cornéenne rubanée ne se distinguent des lits sombres que par leur plus grande richesse en quartz et leur teneur plus faible en biotite.

La pegmatite qui emplit les joints de la roche métamorphique est constituée de grands cristaux d'oligoclase (5 mm), de grandes plages de microcline et de quartz, de cristaux de muscovite et de tourmaline zonée (bleue au centre, orange à la périphérie). Au contact immédiate de la pegmatite avec la cornéenne, les minéraux de la roche éruptive s'infiltrant entre les minéraux largement recristallisés de la roche métamorphique donnant ainsi naissance à une roche hybride qu'en dehors du contexte on pourrait définir comme une pegmatite à andalousite. En effet, des minéraux de la cornéenne il ne subsiste que le quartz et l'andalousite. Le premier en grandes plages cataclasées, le second en cristaux automorphes pauvres en inclusions. La biotite, très riche en inclusions de zircon, possède ici la couleur et le polychroïsme des biotites du granite. L'oligoclase et le microcline en cristaux xénomorphes limpides corrodent l'andalousite.

2. L'enclave de Cos-Castel (Gédinien).

Il s'agit ici d'une enclave de quelques mètres d'extension constituée de schistes et quartzites de Plougastel transformés. Dans la masse recristallisée du quartzite apparaissent, à l'œil nu, des « bouffées » dans lesquelles des plages de muscovite et de feldspath cristallisent entre les grains de quartz. Les schistes sont fortement cataclasés, plissotés et contiennent des cristaux d'andalousite.

Etude au microscope.

— *Le quartzite.*

L'examen au microscope permet de suivre la transformation progressive de cette roche sous l'influence du granite. Dans un premier stade le quartzite subit une simple recristallisation : le quartz est en grandes plages xénomorphes cataclasées (plusieurs millimètres) et contient quelques gouttelettes de biotite brune; quelques grains de zircon probablement détritique constituent ici le seul autre minéral présent.

Dans une étape ultérieure, quelques cristaux xénomorphes de muscovite, accompagnés de grains de tourmaline, occupent les interstices. Enfin, dans les zones qui forment les « bouffées », de la muscovite et des plages xénomorphes d'aspect hétérogène constituées de feldspath souvent finement pigmenté, « tigré », cristallisent entre les grains de quartz; ces plages sont très irrégulièrement réparties dans la roche. La coloration des plaques minces par le colbaltinitrite de sodium montre que les plages feldspathiques sont constituées de deux feldspaths distincts : le fond constitué d'albite est parcouru par un réseau plus ou moins dense de microveinules de feldspath potassique (fig. 14).

— *Les schistes.*

Riches en quartz ils sont constitués d'un fond granoblastique du même minéral parcouru de lits très contournés, composés de cristaux de biotite et de muscovite enchevêtrés et associés à quelques plages d'ilménite, plus rarement d'albite maclée (0,01 mm). Dans les interstices se développent des plages feldspathiques de même composition que les cristaux interstitiels décrits dans les quartzites. Tourmaline et muscovite sont rares. La biotite, presque opaque suivant Ng, contient d'abondantes inclusions d'ilménite mais est totalement dépourvue de cristaux de zircon et d'apatite.

B. L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE

1. Le Briovérien.

Les échantillons de schistes briovériens situés au contact du granite porphyroïde à cordiérite, au pied de la butte de Forèhan sont peu transformés. Le métamorphisme s'y traduit par l'apparition de cristaux de biotite et de muscovite (Beaudou, 1966).

Source : MNHN, Paris

2. L'Ordovicien.

a) *L'Arenig.*

Le grès de Saint-Michel affleurent à l'est, près du hameau de Treusquilly et dessinent un vaste arc de cercle autour de la moitié ouest du massif de Huelgoat. Le métamorphisme ne s'exerce qu'à proximité immédiate du granite. Il ne se traduit le plus souvent que par une simple recristallisation des grains de quartz entre lesquels apparaît parfois un peu de muscovite. Le degré de métamorphisme le plus élevé semble marqué par la présence de gouttelettes de biotite incluses dans les plages de quartz, quelques paillettes de ce minéral pouvant en outre cristalliser dans les interstices. Près de Treusquilly les quartzites sont laminés probablement au contact d'une zone fortement tectonisée, marquée également par la transformation totale du granite à muscovite en kaolin.

b) *Llandeilo.*

Il serait représenté, à l'est du massif, près du hameau de Vern, par des schistes transformés en cornéennes. Plus loins, à environ 250 m du contact, ces mêmes schistes constituent un petit affleurement près d'An Avalennou. Ces roches sont caractérisées par la présence, dans une pâte de couloir noire, de très abondants cristaux d'andalousite de très grande taille (jusqu'à 5 cm de longueur).

Au microscope la pâte apparaît comme une mosaïque de grains de quartz recristallisés et de cristaux de biotite fibreuse le plus souvent fortement oxydée. La muscovite est rare mais forme parfois de beaux cristaux, la chlorite est absente. La pâte est en outre parsemée de nombreuses petites lattes d'ilménite et parcourue par des veinules d'hydroxydes de fer.

La taille exceptionnelle des cristaux de chiastolite distingue ces schistes des schistes dévoniens que nous décrirons plus loin; leur grande ressemblance avec les schistes à chiastolite des Salles de Rohan est un argument supplémentaire en faveur de leur âge ordovicien.

3. Le Gédinnien : les schistes et quartzistes de Plougastel.

Ils entourent toute la moitié nord du massif granitique et apparaissent au sud-ouest, au contact de la roche éruptive, près de la ferme du Rusquec.

a) *Les schistes.*

A l'intérieur de l'auréole de métamorphisme les schistes montrent divers types de transformations qui traduisent des degrés de métamorphisme croissant au fur et à mesure qu'on se rapproche de la roche éruptive. Ainsi on peut distinguer dans ces schistes généralement riches en quartz, de la partie la plus externe de l'auréole jusqu'au contact avec le granite, les assemblages suivants :

— muscovite - chlorite - quartz;

— andalousite - muscovite - chlorite - quartz;

— muscovite - chloritoïde - quartz;

— andalousite - muscovite - chloritoïde - chlorite - quartz;

— andalousite - muscovite - quartz;

— andalousite - biotite - muscovite - quartz.

En résumé, les schistes gédinniens montrent deux types de transformation bien distincts :

— *Les schistes avec ou sans andalousite dans lesquels apparaissent les cristaux de chloritoïde,*

Ces roches sont généralement bien litées : alternance de lits à prédominance phylliteuse et de lits à prédominance quartzeuse. Les cristaux de chloritoïde, parfois très abondants, ont une disposition quelconque, parallèle ou oblique par rapport au litage; ils forment parfois des « rosettes » analogues à celles décrites par KORNPROBST, (1965).

Source : MNHN, Paris

— *Les schistes à andalousite et biotite qui semblent ne jamais contenir de chloritoïde.* Cet assemblage qui semble représenter le degré de métamorphisme maximum apparaît à proximité immédiate du granite. Les schistes sont fortement recristallisés, le quartz formant une mosaïque de cristaux relativement bien développés. La biotite, généralement fibreuse, est toujours plus ou moins transformée : chloritisée ou fortement oxydée. Ce minéral a en outre, une disposition quelconque par rapport au litage.

Un caractère important, commun aux deux types de schistes, est le fait que les silicates de métamorphisme y ont subi au cours ou après leur formation d'importantes contraintes : les cristaux d'andalousite sont tordus, étirés, parfois cassés de même que certains cristaux, parmi les plus gros, de chloritoïde ou de muscovite (pl. VII.1). Ces phénomènes sont surtout nets le long du contact nord du massif granitiques avec les schistes, c'est-à-dire le long du bord sud de la Montagne d'Arrée. Autrement dit, la mise en place du granite à biotite de La Feuillée s'est effectuée alors que d'importants mouvements tectoniques continuaient d'affecter la région correspondant aux Monts d'Arrée. Ces observations appuient l'hypothèse de la constitution tardive, post-namurienne, du fossé d'effondrement de la Montagne d'Arrée (Le Vot, 1966).

b) *Les quartzites.*

Généralement, ils sont simplement recristallisés. Dans un cas cependant (quartzite-grès situé à environ 230 m du granite) j'ai pu observer des modifications assez importantes et semblables à celles que j'ai décrites dans l'enclave de Cos-Castel : mêmes gouttelettes de biotite dans le quartz, mêmes plages interstitielles de muscovite, de tourmaline et de feldspath. La coloration des plaques minces montre en outre que les plages feldspathiques sont, également ici, constituées d'un fond d'albite parcourue par des microveinules de feldspath potassique ou entièrement remplacée par celui-ci.

4. Le Coblencien.

L'étude du contact le plus net (contact du Gouffre) permet d'observer la totalité des transformations subies par les schistes coblenciens et de rassembler ainsi en un seul lieu les observations fragmentaires faites aux divers points de l'auréole.

Le contact du granite à cordiérite avec les schistes coblenciens est visible à 1,5 km de Huelgoat, « vis-à-vis du ravin du Gouffre où les eaux de la rivière se perdent entre les boules amoncelées du granite » (Barrois, 1886). Il constitue depuis l'étude qu'en fit Barrois un exemple classique de contact discordant et des modifications subies par les roches de la séquence pélitique sous l'influence du granite.

Le granite passe quelques mètres avant son contact avec les schistes au granite aplitique que nous avons décrit dans la première partie de ce mémoire. Le passage est, comme l'a indiqué Barrois, graduel mais rapide, un granite à biotite, muscovite et cordiérite transformée constituant le terme intermédiaire.

Soulignant la ligne exacte du contact il apparaît, du côté de la roche sédimentaire, une roche hybride extrêmement riche en mica banc, contenant des îlots résiduels de cornéenne dans lesquels les cristaux d'andalousite sont entièrement épigénisés par de fines paillettes de séricite. A cette roche fait suite une « cornéenne massive à mica noir et andalousite » qui passe « à mesure qu'on s'éloigne du granite, à des schistes moins cornés, tachetés et feuilletés ». L'épaisseur totale de la zone transformée atteint ici environ 400 m. Elle est bien moindre dans les deux autres contacts actuellement observables sur la bordure sud du massif (Coatarnalac'h et Kermenguy) où d'ailleurs la puissance du granite aplitique, qui apparaît au contact, ne dépasse pas quelques dizaines de centimètres; les transformations observées en ces deux endroits sont cependant de même nature que les transformations décrites au contact du Gouffre.

Etude au microscope.

— *La cornéenne.*

Le fond de la roche est constitué d'une mosaïque de petits grains de quartz semée de très abondants cristaux de biotite disposés d'une façon quelconque. La biotite est brune, presque opaque suivant Ng et dépourvue d'inclusions de zircon. La muscovite est très peu abondante, les minéraux opaques nombreux. L'andalousite forme des cristaux automorphes à bords nets; elle est limpide, incolore et appartient à la variété chiastolite. Dans certains cas cependant les particules opaques ne s'ordonnent pas suivant le

Source : MNHN, Paris

centre et les diagonales du cristal mais s'alignent au centre de celui-ci, suivant de fines lignes parallèles tout à fait semblables à celles qui soulignent la linéation dans les schistes non transformés. L'andalousite est riche en inclusions fluides et peut en outre contenir de petits grains de minéraux opaques, des gouttelettes de biotite et quelques cristaux de tourmaline dont les plus gros se concentrent à la périphérie des cristaux ou dans la zone finement sériciteuse qui entourent ces derniers.

La cordiérite forme quelques plages amiboïdes accolées, de quelques dixièmes de mm, riches en inclusions non orientées de même nature que celles que l'on observe dans l'andalousite.

A 1 m environ du contact avec le granite aplitique, la séricitisation de la cornéenne se traduit par la formation autour des cristaux d'andalousite, de couronnes de mica blanc, qui remplacent en outre totalement la biotite. A quelques centimètres du contact, les cristaux d'andalousite sont entièrement remplacés par la séricite qui forme d'abondantes veinules dans la masse de la roche.

— *Les schistes à andalousite, biotite et cordiérite.*

Les minéraux qui composent ces derniers possèdent les mêmes caractères que dans la cornéenne, la principale différence avec cette dernière étant d'ordre structural. Aussi n'indiquerai-je que les caractères minéralogiques particuliers aux schistes :

— La muscovite, toujours présente en faible quantité, est cependant plus abondante que dans la cornéenne.

— L'andalousite, très rarement pléochroïque (rose à jaune pâle) présente tous les intermédiaires entre le type chiastolite parfait et les cristaux dans lesquels les inclusions opaques dessinent la foliation du schiste. Dans certains échantillons apparaît une pseudo-macle en croix due à la corrosion préférentielle du silicate d'alumine suivant les angles du cristal orthorhombique (pl. VII.2).

— La cordiérite est présente dans la majorité des échantillons; son abondance varie d'une façon très irrégulière avec la distance des schistes à la roche éruptive. C'est ainsi qu'elle est particulièrement abondante dans un schiste situé à 100 m environ du contact, les roches situées à des distances intermédiaires pouvant en contenir dans des proportions variables ou n'en pas contenir du tout. A l'échelle de la plaque mince elle apparaît dans des zones bien localisées, relativement pauvres en biotite et en quartz, qui passent rapidement à la paragenèse andalousite-biotite-quartz. La cordiérite se présente toujours sous le même faciès de plages amidoïdes accolées, parfois si abondantes qu'elles constituent le fond de la roche. Le temps de cristallisation de ce minéral par rapport à celui de l'andalousite est difficile à préciser; certaines des structures permettent cependant de penser que ces deux minéraux ont cristallisé dans le même temps. La coloration des lames minces met en outre en évidence la présence de traînées diffuses de feldspath potassique, celui-ci pouvant également former de très petites plages interstitielles, particulièrement dans les zones à cordiérite.

En conclusion, à partir de l'assemblage chlorite + muscovite + quartz commun aux schistes dévoniens, les transformations subies par les schistes coblenciens diffèrent par plusieurs caractères des modifications qui affectent les schistes gédinniens. En premier lieu, le chloritoïde n'a jamais été observé dans les schistes coblenciens quelque soit leur degré de recristallisation; dans les schistes les moins transformés c'est toujours la biotite qui prend naissance. D'autre part, la cordiérite n'apparaît que dans les schistes coblenciens où le degré de métamorphisme maximum paraît être marqué par l'assemblage cordiérite + andalousite + biotite ± feldspath potassique. Dans les schistes gédinniens le degré le plus élevé (à proximité du granite) se traduit par la cristallisation de l'assemblage : andalousite + biotite + muscovite + quartz. Enfin, il faut noter que dans les schistes coblenciens les silicates de métamorphismes ne présentent généralement pas de traces de tensions contemporaines ou postérieures à leur cristallisation.

C. COMPOSITION CHIMIQUE

1. *Les analyses* 1 *à* 5 *du tableau IV sont respectivement celles :*

1° d'un schiste gédinnien à andalousite - biotite - muscovite - quartz prélevé à peu de distance de la roche éruptive;

2° d'un schiste gédinnien à andalousite et muscovite riche en chloritoïde;

Source : MNHN, Paris

3° d'un schiste à grandes andalousites d'An Avalennou (Llandeilo);

4° d'un schiste coblencien à andalousite - biotite - cordiérite - quartz (contact du Gouffre);

5° d'un schiste coblencien non transformé (muscovite - chlorite - quartz).

Les points représentatifs de la composition chimique de ces cinq roches ont été portés dans le diagramme A'KF de la figure 4.

a) Le schiste a chloritoïde et andalousite est moins riche en silice et alcalins, plus riche en fer, magnésium et alumine que les schistes gédinniens à andalousite et biotite. Cependant les différences ne

TABLEAU IV

	1	2	3	4	5
SiO_2	59,60	55,60	52,60	53,10	53,45
Al_2O_3	24,60	25,80	28,60	27,20	23,90
Fe_2O_3	3,60	3,85	4,40	2,65	4,75
Fe O	2,55	3,60	4,30	3,90	5,20
Mn O	0,01	0,11	0,07	0,05	0,04
Mg O	1,30	1,85	2,45	1,20	2,40
Ca O	0,03	1,13	1,10	1,05	0,40
Na_2O	0,50	0,35	0,30	0,85	0,55
K_2O	3,85	2,55	1,95	2,80	2,10
TiO_2	0,60	0,85	0,90	1,00	1,15
P_2O_5	0,09	traces	traces	traces	traces
H_2O+*	3,90	4,55	3,45	5,15	5,47
H_2O-	0,10	0,30	0,20	0,75	0,38
Total	100,73	100,54	100,32	99,70	99,79

NORME C.I.P.W.

	1	2	3	4	5
Or	22,80	15,57	11,68	16,68	12,23
Ab	4,19	3,14	2,62	7,34	4,72
An	—	5,56	5,56	5,28	1,95
Cor	19,58	20,30	23,87	20,81	20,00
En	3,20	4,60	6,10	3,00	6,00
Fs	0,66	1,98	2,77	3,17	5,54
Ilm	1,22	1,67	1,67	1,98	2,28
Ma	5,34	5,57	6,50	3,94	6,97
Ap	—	—	—	—	—
Q	39,54	37,26	35,88	31,74	35,28

1 — Schiste Gédinnien : andalousite + biotite + muscovite + quartz.
2 — Schiste Gédinnien : andalousite + chloritoïde + muscovite + quartz.
3 — Schiste Llandeilo : andalousite + biotite + quartz + muscovite.
4 — Schiste Coblencien : andalousite + biotite + cordiérite ± F.K. ± muscovite + quartz.
5 — Schiste Coblencien : chlorite + muscovite + quarzt,

* Y compris la matière organique. anal. PATUREAU, 1967.

Sourcé . MNHN, Paris

semblent pas telles qu'elles puissent expliquer la cristallisation tantôt du chloritoïde, tantôt de la biotite. Il s'agit ici plutôt de variations du degré de métamorphisme, variations qui peuvent s'exprimer par l'équation (HALFERDAHL, 1961) :

— chloritoïde + muscovite → biotite + andalousite + vapeur. Cette conclusion est en accord avec les observations de terrain qui montrent que les schistes à andalousite et chloritoïde sont toujours plus éloignés du granite que les schistes à andalousite et biotite.

b) Comparé au schiste gédinnien à biotite et andalousite, le schiste coblencien est moins riche en silice et en potassium, plus riche en alumine. Si on considère la position des points représentatifs des analyses 1, 2 et 4 dans le diagramme A'KF on constate que seul le point représentatif de la composition du schiste coblencien entre dans le triangle biotite-andalousite-cordiérite, les deux autres roches entrant dans le triangle limité par l'assemblage andalousite-biotite-muscovite. On serait donc tenté d'attribuer la présence de cordiérite dans les schistes coblenciens à la composition chimique particulière de la roche. On doit cependant noter d'une part que l'écart entre les points sur le diagramme n'est pas tel qu'on puisse en tirer des conclusions sûres si on tient compte à la fois de la précision des analyses et de la précision de la méthode de calcul; d'autre part on remarquera que les points représentatifs des trois roches entrent dans

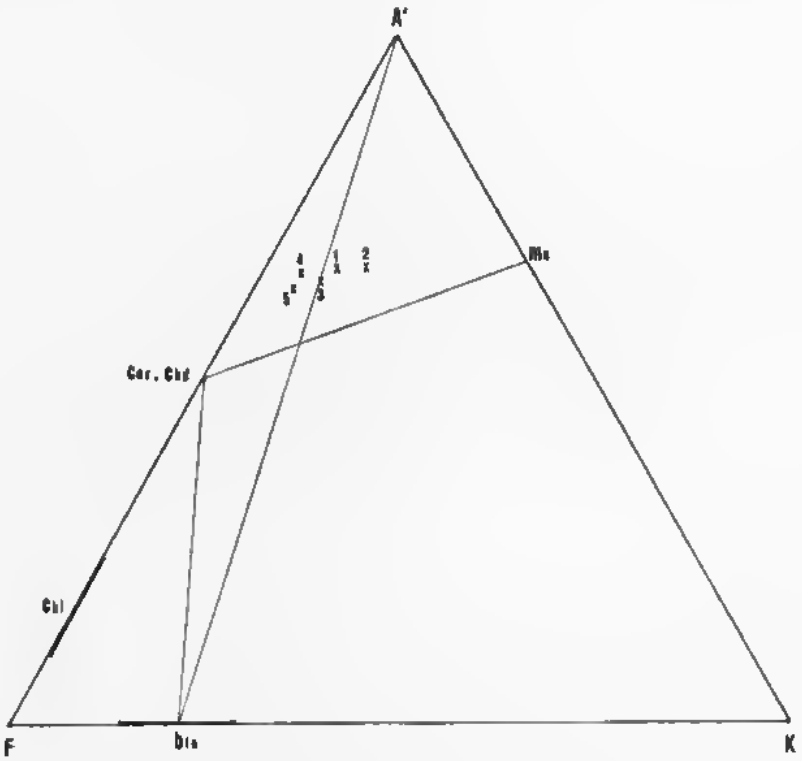


FIGURE 4.

Diagramme A'KF. Les numéros portés sur la figure correspondent aux numéros d'analyse du tableau IV.

le triangle cordiérite-andalousite-muscovite alors que c'est dans les seuls schistes coblenciens situés au contact du granite à cordiérite que cet assemblage apparaît. Il semble donc préférable de rechercher dans les pressions et les températures différentes auxquelles ont été soumises les roches sédimentaires la cause des différences minéralogiques que nous avons observée. Il est intéressant à ce sujet de noter que la limite entre les affleurements des schistes gédinniens et des schistes coblenciens coïncident avec la limite qui sépare le granite de Huelgoat du granite de La Feuillée (fig. 1). On peut donc considérer que les premiers ont été modifiés sous l'influence du granite à biotite et de ses différenciations alors que les seconds l'ont été par le granite porphyroïde à cordiérite. Les différences dans les conditions de cristallisation des deux types de granite au moment de leur mise en place suffiraient alors à expliquer la cristallisation d'assemblages différents au contact des deux roches.

Source : MNHN, Paris

c) Pour Beaudou (1966) et Lucas et coll. (1967) un métamorphisme épi à mésozonal, antérieur à la mise en place du massif granitique, serait responsable de la formation du chloritoïde dans les schistes gédinniens situés sur la bordure des Monts d'Arrée. Ce même métamorphisme se traduirait, dans les schistes coblenciens, par la cristallisation de la biotite qui apparait parfois dans ces roches même lorsqu'elles sont situées en dehors de l'auréole de métamorphisme due au granite.

Dans le cas étudié ici on peut faire les remarques suivantes :

— Dans la zone influencée par le granite on observe le passage progressif, pour des degrés de métamorphisme croissant, des schistes à chlorite et muscovite aux schistes à chloritoïde et mica blanc puis aux schistes dans lesquels apparaît l'andalousite. Une partie au moins du chloritoïde est donc à rattacher au métamorphisme de contact.

— L'absence systématique du chloritoïde dans les schistes coblenciens quelque soit le degré de métamorphisme qui les affecte, ne paraît pas pouvoir être attribué à leur composition chimique. Les analyses à notre disposition montrent en effet des différences relativement peu importantes de compositions chimiques entre les schistes gédinniens (anal. 1 et 2) et les schistes coblenciens (anal. 4 et 5, tabl. IV). La cristallisation du chloritoïde dans les schistes, qu'elle soit due à un métamorphisme régional ou à un métamorphisme de contact, serait donc limitée à des zones privilégiées. Cette hypothèse peut s'appuyer sur le fait que les schistes riches en chloritoïde sont situés dans des zones affectées par d'importants mouvements tectoniques qui ont accompagné et suivi la mise en place du granite, c'est-à-dire, *dans la région étudiée*, le long du versant sud des Monts d'Arrée. La formation du chloritoïde pourrait donc être attribuée ici à l'effet combiné du métamorphisme de contact et des tensions (ou des phases de détente succédant à ces tension) qui se sont traduites par la constitution du fossé d'effondrement des Monts d'Arrée.

2. *Variations de la teneur en alcalins dans les schistes coblenciens situés au contact du granite à du granite à cordiérite.*

Des dosages au photomètre à flamme montrent que la teneur en potassium des schistes coblenciens varie peu ou exceptionnellement autour de la valeur moyenne $K_2O = 2{,}80$ %. Il nous a donc été possible d'étudier la variation de la teneur en potassium des schistes transformés en fonction de leur distance au contact (contact du Gouffre). Le tableau V montre qu'à l'exception de la cornéenne située au contact immédiat de la roche éruptive, les transformations subies par la roche sédimentaire n'entraînent aucune modification notable de la teneur en potassium.

TABLEAU V

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	0,79	0,39	0,21	0,38	0,66	0,40	0,71	0,26
K_2O	2,79	7,93	3,79	2,52	2,87	2,42	2,94	2,90

1 — Schiste coblencien non métamorphique (valeur moyenne).
2 — Cornéenne séricitisée (au contact du granite aplitique).
3 — Cornéenne séricitisée (à 1 m du contact).
4 — Cornéenne à andalousite, biotite et cordiérite (à 3 m du contact).
5 — Schiste à andalousite, biotite et cordiérite (à 20 m du contact).
6 — Schiste à andalousite, biotite et cordiérite (à 60 m du contact).
7 — Cornéenne massive à andalousite et biotite (enclave dans le granite, le Brignou).
8 — Cornéenne rubannée (enclave dans le granite, le Brignou); anal. A. Nevillard (1965).

Des dosages au photomètre à flamme montrent que la teneur en potassium des schistes coblenciens sium se traduit par la cristallisation d'une grande quantité de mica blanc. Il faut noter, d'une part, que la séricitisation est nettement postérieure à la cristallisation des silicates de métamorphisme (andalousite

Source : MNHN, Paris

et biotite remplacées par le mica blanc), d'autre part, que cette métasomatose potassique tardive semble directement liée à la formation du granita aplitique. La composition de ce dernier (anal. 13, tab. I) montre par rapport au granite à cordiérite dont il dérive un net appauvrissement en alcalins et un fort enrichissement en H_2O^+.

Le lien entre la nature particulière de cette roche et les phénomènes qui lui sont liés au contact des schistes est confirmé par l'étude des passées aplitiques qui traversent les schistes coblenciens jusqu'à cent mètres environ du contact du Gouffre. Ces aplites sont de deux types :

— les aplites « normales », granitiques;

— les aplites sans feldspath, du type greisen.

a) *Les aplites granitiques :* le type en est un filon d'une quarantaine de centimètres de puissance, qui traverse les schistes à cinquante mètres du contact. La roche est constituée de cristaux d'oligoclase limpide et de plages xénomorphes de feldspath potassique dans un fond formé par une mosaïque de grains de quartz grossièrement polyédriques (0,5 mm), semée de très abondants cristaux de muscovite (0,5 mm). Au contact le schiste a fortement recristallisé en une cornéenne mais aucune trace de séricitisation n'y est visible et les cristaux d'andalousite et de biotite sont d'une grande fraîcheur; la ligne même du contact n'est marquée par aucun phénomène particulier [1].

b) *Les aplites sans feldspath* : la roche, qui constitue des veines de 10 cm, est uniquement composée de quartz et de muscovite. Le quartz forme des plages engrenées à extinction roulante et la muscovite de très abondants cristaux xénomorphes (0,2 en moyenne) orientés d'une façon quelconque. Au contact, le schiste à andalousite est très riche en mica blanc : sur le fond de la roche qui paraît uniquement constitué de séricite finement cristallisée, accompagnée de fines granulations opaques se détachent des chiastolites entièrement épigénisées et d'abondants cristaux de muscovite. La ligne du contact est marquée par une forte concentration de muscovite et de petits grains automorphes de tourmaline : à partir de cette ligne les deux minéraux diffusent dans la masse du schiste à andalousite où ils sont régulièrement répartis.

En conclusion, la formation des aplites qui apparaissent au contact ou en injection dans les schistes coblenciens provient d'une différenciation à partir du granite à cordiérite. Cette différenciation succède immédiatement à la mise en place du granite de Huelgoat. Elle se traduit par une concentration, au contact de la roche sédimentaire, de la silice, des éléments volatils et dans une moindre mesure du potassium contenus dans la masse granitique en cours de cristallisation. Par suite du refroidissement brutal et de l'augmentation de la pression de vapeur qui se produisent au contact des schistes, le potassium entre dans la constitution de la muscovite alors qu'une importante quantité de cet élément migre, dans ces conditions, vers la roche sédimentaire. La pauvreté de l'aplita en sodium et l'absence de toute concentration de cet élément dans les schistes situés au contact pose un problème non résolu.

Remarque sur les variations d'amplitude de l'auréole métamorphique.

Les différencea d'intensité de « l'action modifiante » du granite avaient été interprétées par Barrois comme la conséquence de l'orientation plus ou moins favorable des sédiments autour du massif. La mesure de la direction et du pendage des schistes ne confirme pas cette hypothèse. En effet, à l'est du massif l'auréole varie de 3 km au nord à 400 m au sud alors que la direction des schistes reste la même dans toute cette zone. De même cette auréole est bien plus étendue au nord de Goas-Quintin que dans la zone symétrique par rapport au massif situé au sud de Huelgoat, la direction des schistes étant, ici encore, identique. Il semble donc que l'orientation des schistes autour du granite ne puisse à elle seule expliquer les variations d'intensité du métamorphisme.

Trois facteurs, dont deux au moins sont liés entre eux, sont en revanche susceptibles d'intervenir :

1. L'extension da la zone métamorphisée paraît varier proportionnellement à l'importance du volume occupé, au contact avec les sédiments, par les différenciations du granite à biotite (granite à deux micas ou à muscovite) et du granite à cordiérite (granite aplitique à muscovite). Cette relation est particulièrement visibla au contact du granite aplitique. La puissance de celui-ci varie en effet de cinquante centimètres à quelques mètres et l'amplitude de la zone métamorphisée est d'autant plus importante que la puissance du granite aplitique est plus grande.

Source . MNHN, Paris

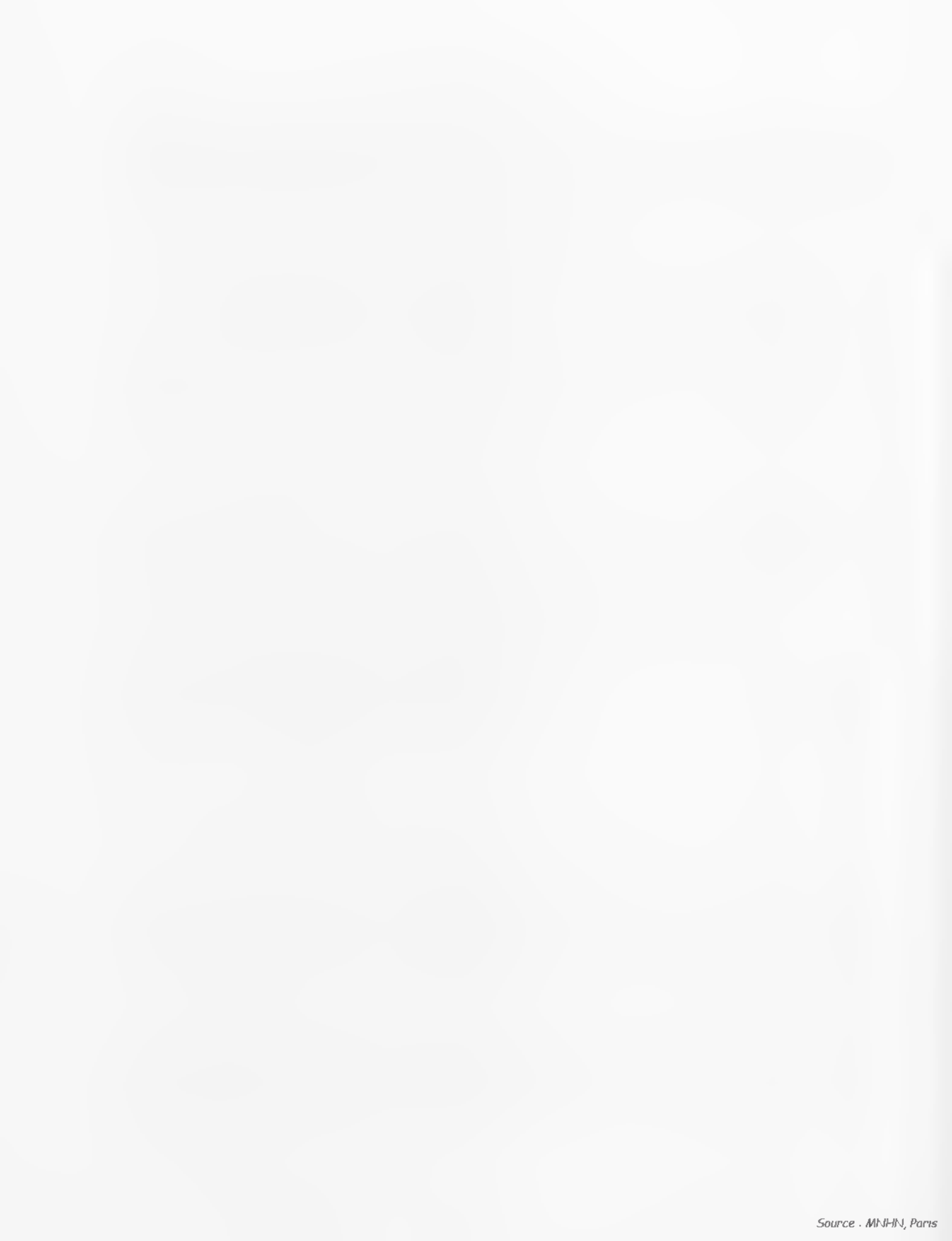
2. L'importance des manifestations de la phase pneumatolytique semble directement liée à l'intensité des contraintes qui se sont exercées sur le granite à biotite au cours et après la mise en place de la roche éruptive. Ces tensions localisées sur la bordure sud des Monts d'Arrée ont au même moment occasionné dans les schistes de cette zone de multiples cassures. Celles-ci ont probablement largement favorisé la circulation des « minéralisateurs » dont de nombreux auteurs ont depuis longtemps souligné le rôle important qu'ils jouent dans le métamorphisme de contact. La zone située au sud du massif dans laquelle les schistes ne montrent aucune trace de tensions contemporaines ou postérieures au métamorphisme est également la zone où l'influence exercée par le granite est la plus faible.

3. Si l'on adopte l'hypothèse de CHAURIS selon laquelle le massif granitique de Huelgoat serait enraciné en profondeur uniquement au nord-est, la forme de la loupe granitique injectée pourrait également expliquer le développement maximum au nord-est de la ceinture métamorphique (fig. 2).

Il est difficile d'évaluer lequel de ces facteurs a eu une action prépondérante sur les transformations subies par les sédiments; il est possible que tous trois y aient concouru.

1. On remarquera à ce sujet l'absence de toute métasomatose potassique dans les cornéennes incluses dans le granite concordant visibles dans l'enclave du Brignou.

Source : MNHN, Paris



Source . MNHN, Paris

CONCLUSIONS

Les données de l'observation à toutes les échelles, les résultats fournis par l'analyse chimique ainsi que par certains des travaux expérimentaux permettent de formuler quelques hypothèses concernant les conditions de cristallisation particulières aux différents types de granite qui composent le massif de Huelgoat.

De composition chimique très voisine, les trois principaux types de granite décrits se distinguent par leurs caractères texturaux, structuraux et minéralogiques. Type hétéromorphe des granites à biotite, le granite porphyroïde à cordiérite possède avec les granites à grain fin d'une part, avec les granites à gros grain d'autre part, des relations de nature différente.

1. Les granites à grain fin situés au cœur du granite porphyroïde à cordiérite ont avec celui-ci deux caractères communs importants : l'absence de toute trace de tension contemporaine de la cristallisation ou postérieure à celle-ci; la présence, dans les granites à grain fin, de porphyroblastes de feldspath potassique et de cristaux de cordiérite disséminés dans la masse de la roche et semblables en tous points à ceux qui dans le granite de Huelgoat marquent le stade de cristallisation principal. Dans le granite du Cloître ces minéraux appartiennent manifestement à un stade de cristallisation relativement tardif, observation qu'on peut rapprocher du fait que les minéraux de la paragenèse précoce sont beaucoup plus abondants et de plus petite dimension dans les granites à grain fin que dans le granite à cordiérite. Il semble donc que le granite à grain fin, riche en biotite représente une étape « fixée » de l'évolution qui à partir du même magma aboutit à la formation du granite porphyroïde. La présence dans ce dernier d'abondants cristaux de cordiérite riche en fer pouvant être interprétée comme le résultat d'une cristallisation à pression relativement basse et température relativement haute, on peut émettre les hypothèses suivantes :

— la masse granitique a été injectée dans la couverture sédimentaire dans un état plastique, le stade de cristallisation principal s'étant effectué dans des conditions de basse pression et de haute température;

— au cours du refroidissement l'évolution n'a pas été la même au centre et à la périphérie de l'intrusion, probablement en raison de vitesses de cristallisation différentes; au centre, la différenciation a suivi le schéma classique (granite à biotite-granite à deux micas-granite à muscovite) la cordiérite devenant instable au cours de cette évolution; à la périphérie le granite a cristallisé en une masse quasi indifférenciée, caractérisée par un chevauchement des stades de cristallisation, la cordiérite restant stable dans ces conditions particulières;

— les granites à grain fin constitueraient une vaste enclave différenciée au sein du granite à cordiérite (fig. 2).

2. Comparé aux deux autres types de roches, les granites à gros grain montrent d'importantes traces de tensions contemporaines et postérieures à la cristallisation et sont dépourvus de cordiérite. Ils forment en outre une masse bien différenciée d'un pôle représenté par les cumulats d'un stade de cristallisation précoce (enclaves massives) jusqu'à un pôle caractérisé par l'apparition des minéraux symptomatiques du stade pneumatolytique.

L'orientation observée dans ces granites peut avoir deux causes distinctes : la pression totale exercée au cours du stade de cristallisation principal, les mouvements tardi-tectoniques agissant au cours et après la mise en place et qui sont responsables de la cataclase localement importante qui affecte la roche. L'absence de cordiérite, minéral instable sous de fortes pressions, peut être considérée comme un argument supplémentaire en faveur de la cristallisation en profondeur du magma qui a donné naissance aux granites à gros grain, les contraintes tectoniques agissant sur le domaine de la stabilité de la cordiérite dans le même sens qu'une augmentation de la pression hydrostatique (SCHREYER et YODER, 1964).

La comparaison des assemblages qui prennent naissance au contact des granites à gros grain d'une part, du granite à cordiérite d'autre part, donne quelques indications sur les températures relatives de mise en place de ces deux types de roches. Le degré de métamorphisme maximum atteint au contact

Source : MNHN, Paris

du granite à cordiérite se traduit en effet par la cristallisation de l'assemblage : cordiérite + andalousite + biotite ± feldspath potassique alors qu'au contact des granites à gros grain il est représenté par l'assemblage andalousite + biotite + muscovite. Le premier assemblage caractérisé par la coexistence de l'andalousite et de la cordiérite avec le feldspath potasique, tandis que la muscovite disparaît, cristallise expérimentalement à des températures supérieures (début du « pyroxen-bornfels faciès ») à celles de l'assemblage andalousite + biotite + muscovite (« hornblend-hornfels faciès ») (in WINKLER, 1965). On peut en déduire que le granite de Huelgoat s'est mis en place à une température supérieure à celle du granite de Berrien et de Goas-Quintin, ce qui appuie les conclusions tirées des observations précédentes.

En résumé, le massif granitique de Huelgoat est un massif composite qui peut être considéré comme constitué par deux types hétéromorphes de granite, issus du même magma et dont la mise en place est probablement contemporaine; un granite à gros grain, riche en biotite et un granite porphyroïde à cordiérite.

Le granite à biotite, enraciné au nord-est à la bande granito-gneissique de Commana-Plouaret, a cristallisé lentement en profondeur, dans des conditions de haute pression. Dans ces conditions, localement combinées à l'action des contraintes tectoniques post-namuriennes responsables de la constitution des Monts d'Arrée, il se différencie en un granite à deux micas puis en un granite à muscovite, kaolinisé dans les zones de tectonique la plus intense.

Injectés sous une couverture sédimentaire de faible épaisseur, dans la voûte de l'anticlinal ordovicien de Huelcoat-Brasparts, le granite à cordiérite et l'enclave de granites à grain fin qui occupe son centre, ont cristallisé rapidement, *au moment de la mise en place,* dans des conditions de basse pression et de haute température.

Les différences de texture, de structure, de composition minéralogique et tout particulièrement la présence de cordiérite riche en fer dans le second type, seraient uniquement la conséquence des conditions de cristallisation particulières à chacun des deux granites.

Source . MNHN, Paris

BIBLIOGRAPHIE

ARAMAKI (S.), 1961. — « Sillimanite and cordierite from volcanic xenoliths », *Amer. Min.*, 46, p. 1154-1165.

BARROIS (C.), 1886. — « Sur le massif granitique du Huelgoat », *Bull. Soc. Géol. fr.*, 14, 3e série, p. 865-888.

BEAUDOU (A.), 1966. — « Contribution à l'étude pétrographique et microtectonique de la Montagne d'Arrée », *Dipl. Et. Sup.*, Paris.

BRAMMAL (A.) et HARWOOD (H.), 1932. — « The Dartmoor granites », *Quart. Journal Geol. Soc.*, 88, p. 171-237.

BRAMMAL (A.) et RAO (B. R.), 1936. — « The variable composition of cordierite in the Dartmoor granites », *Min. Mag.*, 24, p. 257.

CHAURIS (L.), 1967. — « Gravimétrie et métallogénie granitique dans le massif armoricain », *Mémoire du B.R.G.M.*, n° 52, p. 43-54.

CHAURIS (L.), 1965. — « Sur la structure des massifs granitiques du Pays de Léon (Finistère) », *C. R. Acad. Sci. fr.*, 260, p. 4351-4353.

CONQUÉRÉ (F.), 1963. — « Données préliminaires sur la cordiérite du massif granitique de Huelgoat », 88e *Congrès des Sociétés Savantes*, p. 327-336.

CONQUÉRÉ (F.), 1966. — « Contribution à l'étude géologique de la bordure septentrionale du bassin de Châteaulin; région de Huelgoat (Nord-Finistère)»; *Thèse de 3e cycle*, Paris.

DELATTRE (C.), 1952. — « Recherche sur le Dévonien et le Carbonifère de la région de Morlaix », *Mém. Carte Géol. fr.*, 47.

DEUTSCH (S.) et CHAURIS (L.), 1960. — « Mesure de l'âge absolu du granite de Huelgoat (Finistère) », *C. R. Acad. Sc. fr.*, 250, p. 1298-1300.

GINSBURG (L.) et LUCAS (G.), 1949. — « Présence de quartzites élastiques dans les grès armoricains métamorphiques de Berrien (Finistère) », *C. R. Acad. Sci. fr.*, 228, p. 1657-1658.

GUILCHER (A.), 1951. — « Sur les grès de St Michel de Braspartz et de Toussaines », *C. R. Somm. Soc. Géol. fr.*, p. 141-142.

HALFERDAHL (L. B.), 1951. — « Chloritoïd : its composition, X-ray and optical properties, stability and occurence », *Journ. of Petrol.*, 2, p. 49-135.

HEINRICH (E. W.), 1950. — « Cordiérite in pegmatite near Micanite, Colorado », *Am. Miner.*, 35, p. 173-184.

HILLS (E. S.), 1938. — « Andalousite and sillimanite in uncontamined igneous rocks », *Geol. Mag.*, 75, p. 296-303.

IIYAMA (J. T.), 1960. — « Recherche sur le rôle de l'eau dans la structure et le polymorphisme de la cordiérite », *Bull. Soc. fr. Minér. et Crist.*, 83, p. 155-178.

KORNPROBST (J.), 1965. — *Bull. Soc. Géol. fr.*, 7, 580-583.

Source : MNHN, Paris

LAMEYRE (J.), 1966. — « Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français », Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand, 29.

LAMEYRE (J.) et ROQUES (M.), 1964. — « La muscovitisation des granites de la Pierre-Qui-Vire (Yonne-Nièvre) », C.R. Acad. Sci. fr., 258, 6479-6482.

LEAKE (B. E), 1960. — « Compilation of chemical analyses and physical contants of natural cordierites », *Amer. Min.*, 45, p. 282.

LE VOT (B.), 1966. — « Contribution à l'étude de la région de la Montagne d'Arrée », *Dipl. Et. Sup.*, Paris.

LUCAS (G.), COLOMB (P.) et BEAUDOU (A.), 1967. — « Contribution à l'étude pétrographique de la Montagne d'Arrée », *Bull. Soc. Géol. fr.*, 7e série, 9, p. 170-176.

LUCAS (G.), LANG et LE VOT (B.), 1967. — « Contribution à l'étude de la région de la Montagne d'Arrée », *Bull. Soc. fr. Géol.*, 7e série, 9, p. 177-183.

RAVIER (J.) et CHENEVOIX, 1966. — « Les granites à muscovite du Mont Pilat (Massif Central) », *Bull. Soc. fr. Géol.*, 7e série, 8, p. 133-149.

SCHREYER (W.), 1965. — « Synthetische und natürliche Cordierite II », *N. Jb. Miner. Abh.*, 103, 1, p. 35-79.

SCHREYER (W.), 1965. — « Zur stabilität des Ferrocordierite », *Beitr. zur Min. und Petr.*, II, p. 297-322.

SCHREYER (W.) et YODER (H. S.), 1961. — « Petrographic guides to the experimental petrology of cordierite », *Carnegie Inst. of Washington*, Annual report, p. 147-152.

SCHREYER (W.) et YODER (H. S.), 1964. — « The System Mg · Cordierite · H_2O and related rocks », *N. Jb. Miner. abh.*, 101, 3 p., 272-342.

SMITH (J. R.) et YODER (H. S.), 1956. — «Variations in X-ray powder diffraction pattern of plagioclase feldspars », *Ame. Min.*, 41, p. 632.

WINKLER (H. G. F.), 1965. — « Petrogenesis of Metamorphic Rocks », *Springer-Verlag*, Berlin.

Source : MNHN, Paris

1649-9-1969. - Imp. KAPP & LAHURE, 92-Vanves.

Source : MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris

PLANCHES

Clichés PAVLOFF.

Source : MNHN, Paris

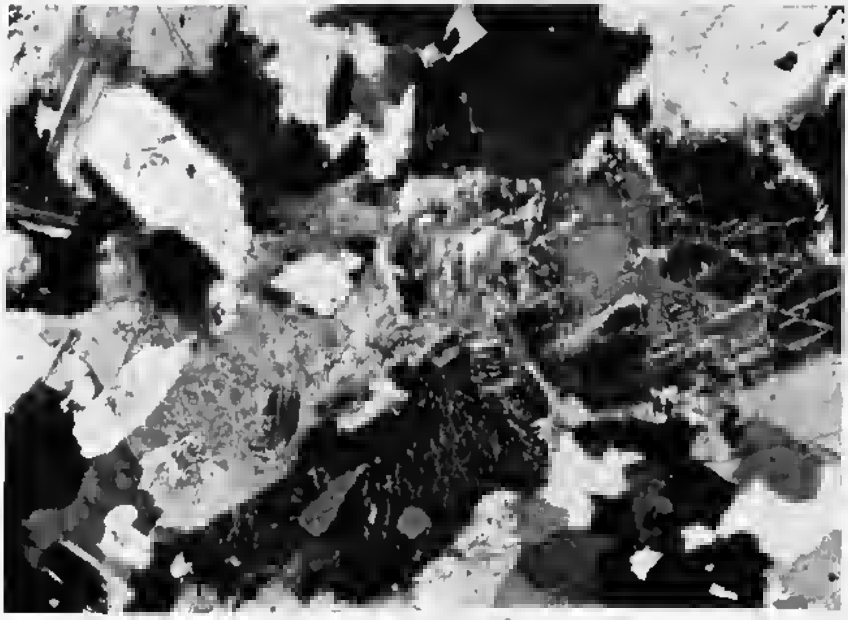
PLANCHE I.

1 — Granite à grain fin, à biotite et cordiérite (granite du Cloître).
On notera la présence de cristaux de quartz automorphe (q) dans les plages de feldspath potassique.
Nicols croisés, X 10.

2 — Granite porphyroïde à cordiérite (granite de Huelgoat).
Macle en roue dans un cristal de cordiérite.
Nicols croisés, X 10.

Source : MNHN, Paris

1



2

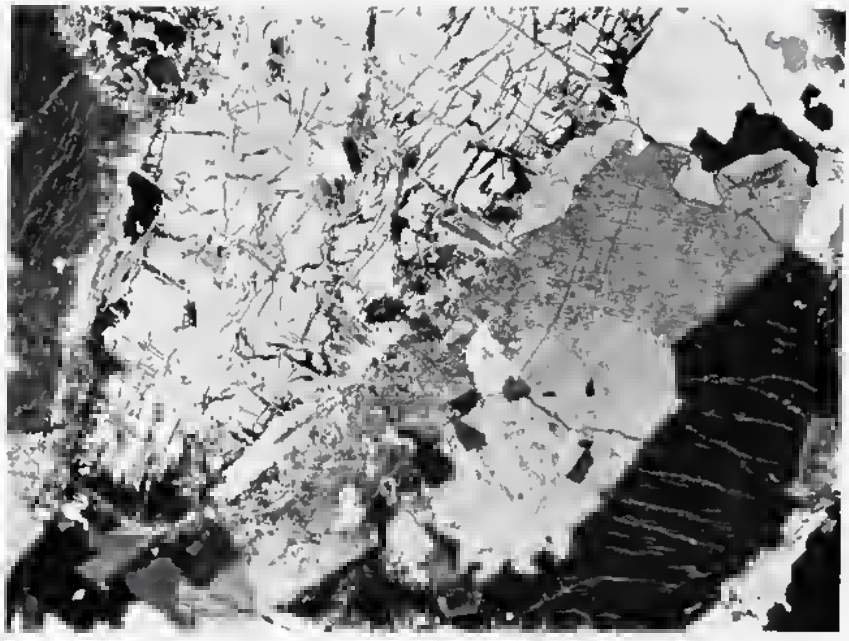
Source : MNHN, Paris

PLANCHE II.

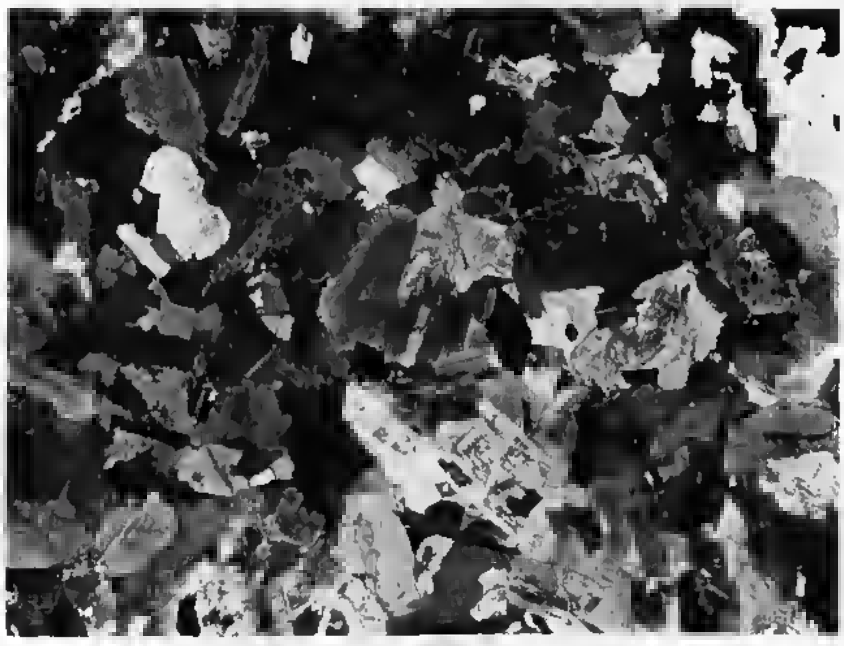
1 — Différenciation pegmatitoïde dans le granite de Huelgoat. La pinite, isotrope (en noir sur le cliché) remplace la cordiérite sur les bords du cristal. Celui-ci est haché de nombreuses fractures, parallèles au plan 001, occupées par des kiatites incolores ou vert pâle. On peut également observer dans cette lame la présence d'un cristal de feldspath potassique inclus dans un porphyroblaste de plus grande taille, présentant le macle de Carlsbad (porphyroblastes « emboîtés »).
Nicols croisés, X 10.

2 — Différenciation surmicacée dans le granite de Huelgoat. On observe la fine zonation de plagioclases automorphes et la richesse des cristaux de kiatite en inclusions de zircon et de monazite (halos pléochroïque).
Nicols croisés, X 10.

Source : MNHN, Paris



1



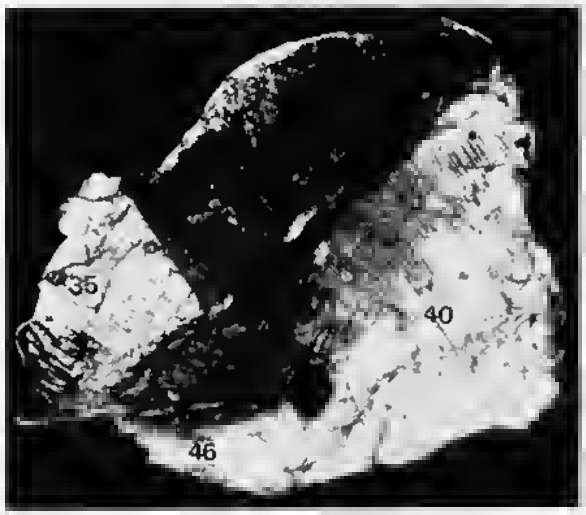
2

Source : MNHN, Paris

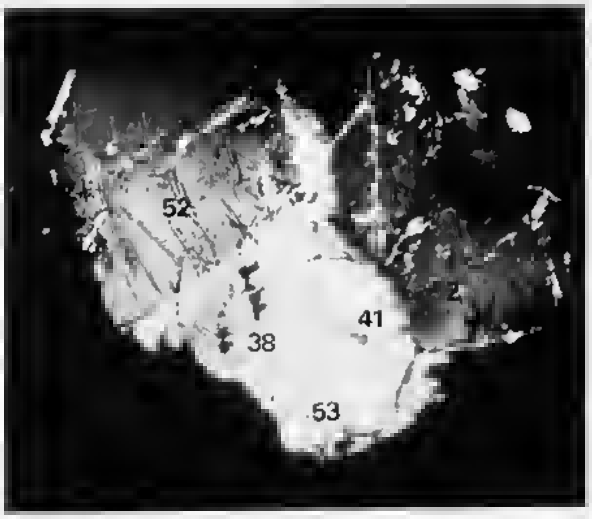
PLANCHE III.

Valeurs de l'angle des axes optiques dans les cristaux maclés de la cordiérite du granite de Huelgoat (1 et 2) et dans un cristal extrait des différenciations pegmatitoïdes (3).
Nicols croisés, X 16.

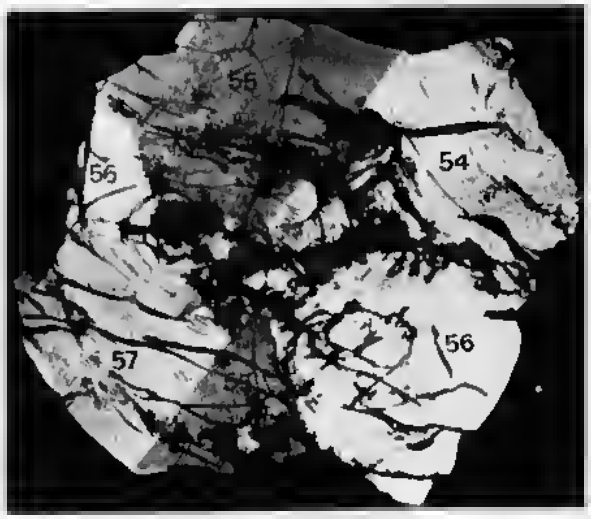
Source : MNHN, Paris



1



2



3

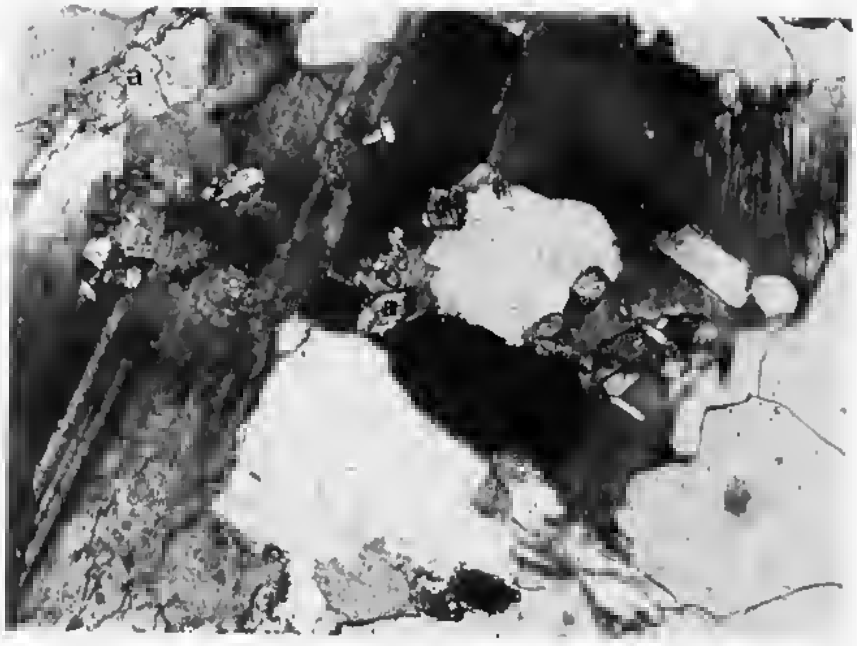
Source : MNHN, Paris

PLANCHE IV.

1 — Aplite à andalousite (a). Contact des aplites à tourmaline avec le granite de Huelgoat.
Nicols croisés, X 16.

2 — Granite aplitique situé au contact du granite de Huelgoat et de la série sédimentaire. Porphyroblaste d'albite, maclé suivant la loi de Carlsbad.
Nicols croisés, X 32.

Source : MNHN, Paris



1

2

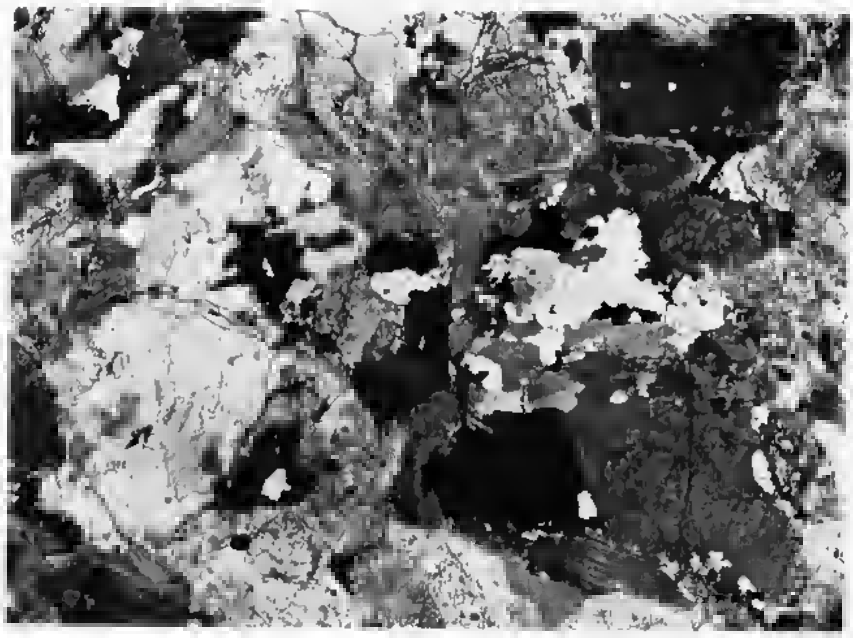
Source : MNHN, Paris

PLANCHE V.

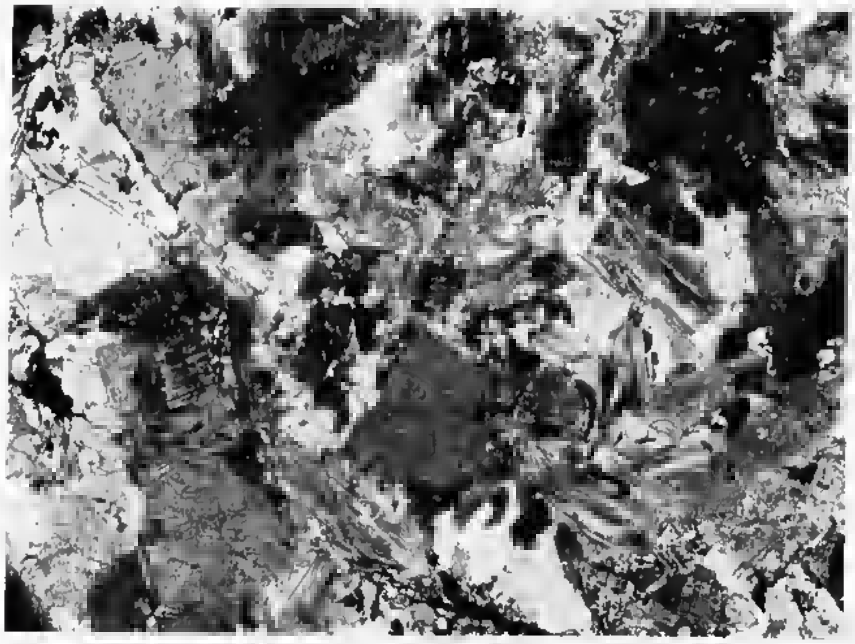
1 — **Granite à gros grain, riche en biotite (granite de La Feuillée).**
Nicols croisés, X 10.

2 — **Granite à gros grain, à muscovite (granite de Goas-Quintin).**
Nicols croisés, X 10.

Source : MNHN, Paris



1



2

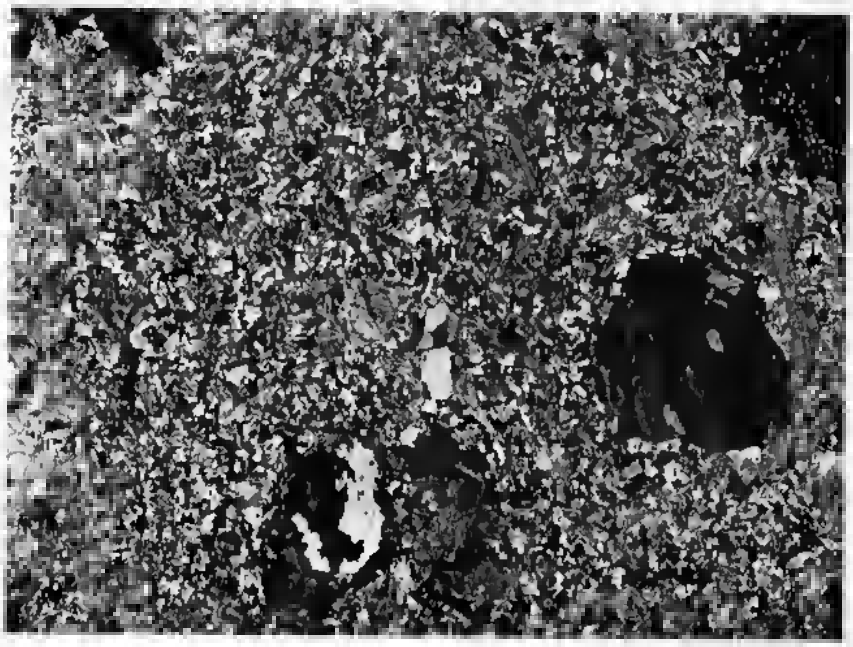
Source : MNHN, Paris

PLANCHE VI.

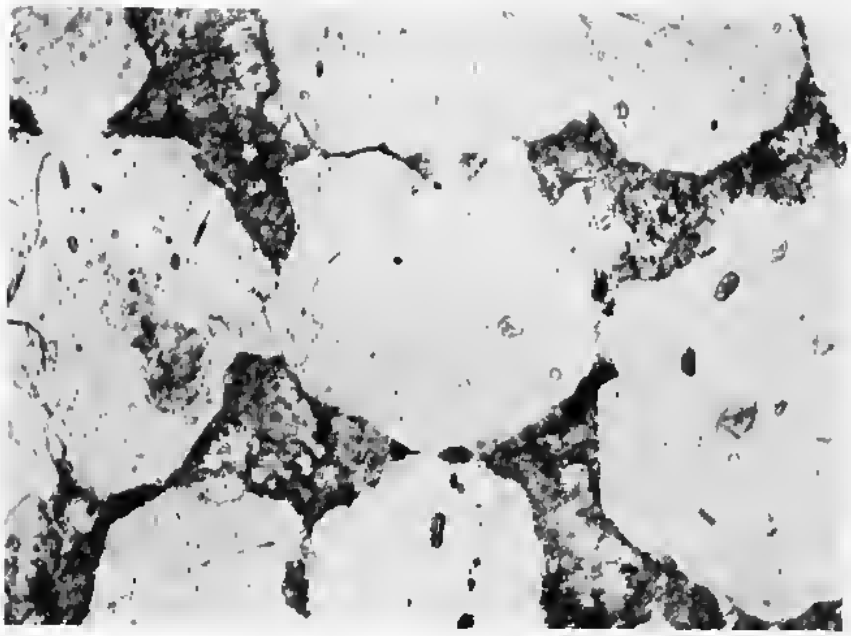
1 — Phénocristal d'andésine zonée dans l'enclave surmicacée de La Feuillée.
Nicols croisés, X 10.

2 — Enclave de quartzite dans le granite de Cos-Castel.
Les interstices entre les grains de quartz sont occupés par des plages de feldspath. La coloration par le cobaltinitrite de sodium montre que ces plages sont constituées d'albite (incolore en lumière naturelle) et de feldspath potassique (en gris).
Lumière naturelle, X 100.

Source : MNHN, Paris



1



2

Source : MNHN, Paris

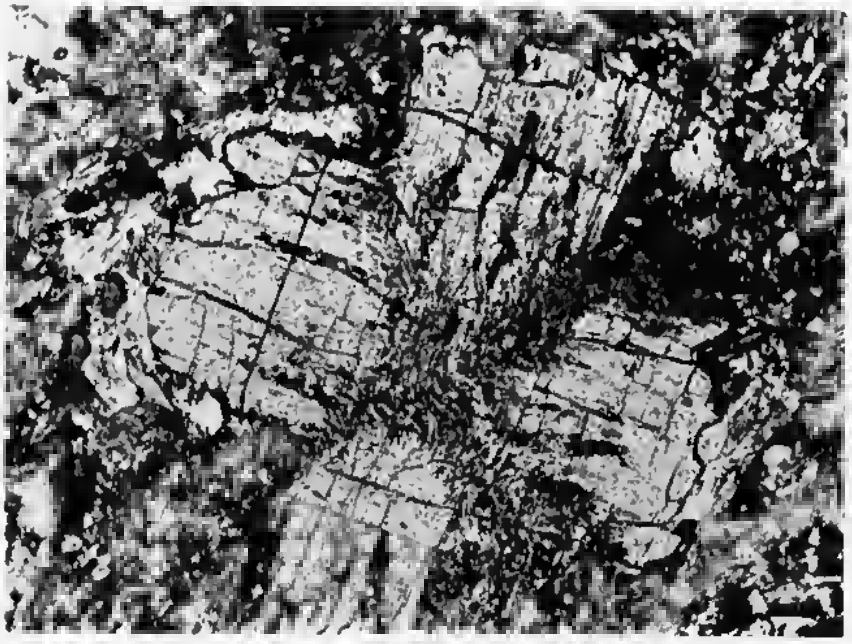
PLANCHE VII.

1 — Schiste gédinnien à andalousite et chloritoïde.
Cristal d'andalousite tordu et cassé (décrochement).
Nicols croisés, X 13.

2 — Cristal d'andalousite montrant la pseudo-macle en croix, dans un schiste coblencien.
Nicols croisés, X 125.

Source : MNHN, Paris

1



2

Source : MNHN, Paris

Source . MNHN, Paris